

PVM
S[illegible]ss

BAU UND BILD

DER

BÖHMISCHEN MASSE

VON

FRANZ E. SUESS.

SONDERABDRUCK AUS „BAU UND BILD ÖSTERREICHS
VON CARL DIENER, RUDOLF HOERNES, FRANZ E. SUESS UND VICTOR UHLIG“.

MIT 1 TITELBILD, 56 TEXTABBILDUNGEN UND 1 KARTE IN FARBENDRUCK.

WIEN.
VERLAG VON F. TEMPSKY.

LEIPZIG.
VERLAG VON G. FREYTAG.

1903.

Druck von Rudolf M. Rohrer in Brünn.



Die Schneekoppe (1603 *m*) von Süden.

Inhaltsverzeichnis.

2. Die obere Kreideformation.

VI. Abschnitt.

Tertiäre Sedimente und Eruptionen im Süden der erzgebirgischen Senkung.

VII. Abschnitt.

Das Erzgebirge.

VIII. Abschnitt.

Die Sudeten.

IX. Abschnitt.

Schluß.

BAU UND BILD

DER

BÖHMISCHEN MASSE

VON

FRANZ E. SUESS.

MIT 1 TITELBILD, 56 TEXTABBILDUNGEN UND 1 KARTE IN FARBENDRUCK.

I. Abschnitt.

Übersicht und Umrandung der böhmischen Masse.

Das Ländergebiet der böhmischen Masse. — Elbbruch, Erzgebirgsbruch und der variscische Bogen. — Die postvariscische Decke und die Lücken in der Schichtfolge. — Umrandung. Donaugebiet und fränkische Brüche. Thüringen. Sachsen. Sudetenausläufer in Schlesien. — Gebiet von Ostrau und Krakau. Grenze gegen die Karpaten bei Weißkirchen. Südöstliche Grenze. — Übersicht und Einteilung des Stoffes.

Das Ländergebiet der böhmischen Masse.

Das Königreich Böhmen mit den sudetischen Teilen von Mähren und Schlesien sowie der Norden der österreichischen Erzherzogtümer fügen sich als eine große Gruppe von hügeligen Plateaus und Mittelgebirgen an die jungen Kettengebirge und Ebenen, welche den größten Teil der so mannigfaltig gegliederten österreichischen Monarchie bilden. Die wohnlichen Niederungen der March und der Donau haben die staatliche Verbindung der sowohl in geologischer als in morphologischer Hinsicht so verschiedenen Gebirgssysteme vermittelt.

Als Karl der Große die beiden Avarenringe am unteren Kamp und bei Tulln erstürmt hatte und bajuvarische Ansiedler ihre Höfe in das verwüstete Land setzten, da fanden sie am linken Ufer der Donau ein schier unermeßliches Waldland, welches sie den Nordwald nannten. Noch in Urkunden des XII. Jahrhunderts erscheint z. B. das Kloster Zwettl als in der Nortica silva gelegen. In der durch die Avareneinfälle menschenlos gewordenen Marchebene erwuchs unter Rastislaw und Swatopluk das mährische Reich, welches zeitweise seinen Einfluß weit gegen Osten und gegen Westen ausdehnte. Als nach der Schlacht am Lechfelde (955) durch Otto I. die Wiederbesiedlung der durch die Magyaren neuerlich arg heimgesuchten Ostmark in Angriff genommen ward, rodeten die deutschen Kolonisten in den niederen Gegenden entlang des Stromes, während das nördliche Gebiet gegen die Wasserscheide durch lange Zeiten menschenleer und ein wenig gangbarer Urwald blieb.

Die im Nordwalde gelegene Wasserscheide der Donau und die Wasserscheide der March, welche zugleich Stücke der Wasserscheide des Schwarzen Meeres sind, bilden Teile eines höchst selbständigen hydrographischen Gebietes, innerhalb dessen sich unter wechselvollen Geschicken das Königreich Böhmen entfaltet hat. Sein Umriß ist von der Natur aufs deutlichste vorgezeichnet durch die allseitig umschließenden Höhenzüge und noch in der ersten Hälfte des XIX. Jahrhunderts wurde die Vorstellung vertreten, Böhmen habe einst einen großen See gebildet, welcher das Sandsteingebirge bei Tetschen und Aussig durchbrochen und sich dadurch den Abfluß geöffnet habe.

Es ist leicht begreiflich, daß die politischen Grenzen der staatlichen Gebilde nicht mit den Grenzen der geologischen Einheiten zusammenfallen: erstere folgen häufig den Wasserscheiden, die letzteren den Tiefenlinien. Die geologische Einheit, welche hier als die böhmische Masse bezeichnet wird, greift denn auch nach allen Richtungen über Böhmen und gegen Westen und Norden auch über die Reichsgrenze hinaus. Gegen Osten umfaßt sie bedeutende Teile von Mähren bis Brünn und Znaim: im Süden greift sie an mehreren Stellen über die Donau. Ihr gehören der bayrische Wald, das Fichtelgebirge und der Thüringer Wald, ferner alle Ausläufer des Erzgebirges, somit der Untergrund des ganzen Königreiches Sachsen, ferner die Lausitz samt den Sudeten an, bis zu den Kohlenfeldern von Ostrau und bis zum Berührungspunkte der Sudeten mit dem karpatischen Außenrande zwischen Weißkirchen und Prerau.

Elbbruch, Erzgebirgsbruch und der variscische Bogen.

Im geologischen Kartenbilde dieses weiten Gebietes tritt eine lange Scheidelinie deutlich hervor. Sie beginnt bei Mislitz und Mährisch-Kromau am östlichen Rande und verläuft von da über Rossitz bei Brünn, über Mährisch-Trübau und Senftenberg, bis hieher gekennzeichnet durch einen langen Streifen von Rotliegend-Bildungen, welchen Tietze mit dem Namen der Boskowitzer Furche belegt hat. Nach einer kurzen Unterbrechung zieht sie den Fuß des Riesen- und Jeschkengebirges entlang über Liebenau und über den Trögelsberg bei Pankratz in die Gegend südlich von Rumburg und von da in westnordwestlicher Richtung bis über Dresden hinaus. Diese Linie entspricht einer großen Störung des Gebirgsbaues: sie heißt der Elbbruch, in Sachsen auch die Lausitzer Verwerfung. Das nördlich und östlich vom Elbbruche gelegene Bergland wird hier unter dem Namen der Sudeten begriffen. Hier erhebt sich der höchste Gipfel der böhmischen Masse, die Schneekoppe im Riesengebirge zu 1603 *m*. Weiter östlich ist die Heuscheuer gekrönt von zackigen Mauern und Pfeilern der Kreideformation. Noch weiter gegen Ost und Südost folgen die vielen, langen, zumeist parallelen und bewaldeten Rücken und Rundkuppen, die Züge des böhmischen Kammes, des Eulengebirges, des Spieglitzer Schneeberges und des Altvatergebirges über Olmütz und Proßnitz hinab und ostwärts sich allmählich senkend bis an die Kohlenfelder von Ostrau.

Eine zweite bedeutsame Linie zieht von der hohen Lausche an der schlesischen Grenze über Tetschen an der Elbe und über Graupen bei Teplitz zum Egertale bei Klösterle und zum Nordrande des Braunkohlenbeckens von Falkenau. Es ist der Erzgebirgsbruch, der als deutlicher Steilabfall das Erzgebirge von den vorliegenden tertiären Süßwassersedimenten und Vulkanen abtrennt.

Im Süden der beiden Hauptbruchlinien fällt der größte und zugleich der bezeichnendste Teil der böhmischen Masse einem uralten Hochlande zu, welches die ganze Breite von Mähren bis Bayern einnimmt, südlich sich

bis über die Donau und nördlich bis in die Gegend von Kuttenberg und Kolin ausdehnt. Zu ihm gehört im Osten die wellige Hochfläche an den Grenzen von Böhmen, Mähren und Niederösterreich mit ihren engen steilwandigen Tälern, im Süden das oberösterreichische Granitland. Der Südwesten an der bayrischen Grenze wird von der zweithöchsten und ausgedehntesten Bodenanschwellung innerhalb der Masse gebildet, dem Böhmerwalde, der in Bayern seinen höchsten Gipfel im Arber mit 1458 *m* besitzt.

Nahe seiner südlichen Umwallung wird das alte Gebirgsland von weiten Ebenen unterbrochen. In der Mitte einer östlichen Weitung liegt die Stadt Wittingau, eine lange Kette oft seenartiger Teiche geht von ihr aus; in einer zweiten ähnlichen Weitung liegt Budweis im Südwesten, und weiter gegen Nordwest Protivin.

Die äußere Gestalt dieser Gebirgsländer, von Znaim bis Regensburg und von der Donau bis Kolin im Herzen Böhmens gibt nur selten dem Streichen der Gesteine landschaftlichen Ausdruck. Im Nordwesten schließt sich noch an dieses ausgedehnte Gebiet von Klattau und Pisek bis Schwarz-Kosteletz eine breite Zone von Granit; es ist der mittelböhmische Granitstock. Er bricht an einer langen nordoststreichenden und fast geraden Linie ab, die von Rziczan (südöstlich von Prag) über Eule, dann südlich von Przibram und bis über Klattau sich erstreckt. Mit dieser Linie beginnt das Gebiet der vorcambrischen Tonschiefer des westlichen Böhmen. Dieses ist die nordwestliche Seite des rautenförmigen Urgebirges. Nicht so scharf ausgeprägt ist sein Nordostrand; hier sinken die alten Felsarten mit dem Sporn des Eisengebirges von Elbe-Teinitz über Policzka unter die Kreideablagerungen des Elbetales.

In den jüngeren sedimentären Gebilden, welche sich nördlich an das große archaische Gebiet anschließen, treten immer deutlicher die Richtungen der Falten und Brüche hervor und prägt sich der innere Bau klarer aus in der Oberflächengestalt. Man kann wahrnehmen, wie der ganze nördliche Teil der böhmischen Masse mit Inbegriff der Sudeten und bis an den Rand der norddeutschen Ebene sich mehr oder weniger deutlich einfügt in eine gemeinsame bogenförmige Anlage. Dem westlichen Teil dieses Bogens gehört die grabenförmig versenkte Zone vorcambrischer und paläozoischer Ablagerungen zwischen Klattau und Prag an, ferner die transgredierenden Schollen von Carbon und Rotliegendem von Pilsen bis über Schlan und Rakonitz, und die tertiären Braunkohlenbecken des nordwestlichen Böhmen samt den begleitenden Eruptivgesteinen, namentlich der Duppauer Basaltmasse und dem vulkanischen Mittelgebirge, endlich das Fichtelgebirge und das Erzgebirge samt ihren Vorlagen im nordöstlichen Bayern und Sachsen. Der Elbbruch, welcher jünger ist als der bogenförmige Aufbau, durchschneidet denselben in schiefem Winkel.

Dem Ostflügel des Bogens sind noch im mittleren Böhmen die vorcambrischen und altpaläozoischen Sedimente des Eisengebirges mit seinen

Vorlagen zuzuzählen, ferner die Kreidemulde des Elbetales und alle oben unter dem Namen der Sudeten zusammengefaßten Ketten- und Faltenzüge.

Der innere böhmische Bogen bildet nur einen Teil eines viel größeren bogenförmigen Aufbaues, der einen beträchtlichen Teil von Mitteleuropa einnimmt und welcher als der variscische Bogen (Curia variscorum, Hof in Bayern) in der geologischen Literatur bekannt ist.

Heute ist der variscische Bogen in Horste aufgelöst und durch die Transgression jüngerer Sedimente auf große Strecken verdeckt. Man erkennt aber die Zusammengehörigkeit der einzelnen Stücke an ihrer Beschaffenheit, den Streichungsrichtungen und an ihrer gegenseitigen Lage und ferner an dem wichtigen Umstande, daß in dem ganzen Bogen die Hauptfaltung zur selben Zeit, und zwar vor dem Schlusse der Steinkohlenformation eingetreten ist, so daß die späteren Glieder des Carbon diskordant übergreifend und in der Regel schwebend oder wenig geneigt über den gefalteten älteren Schichten lagern.

Eine Linie, welche vom Oberlaufe des Allier zur Stadt Valenciennes in Frankreich gezogen wird, bezeichnet die westliche Grenze des variscischen Bogens. Ihm gehört als eine innere Zone, in welcher ältere Felsarten herrschen, der östliche Teil des französischen Zentralplateaus an, ferner die Vogesen und der Schwarzwald; diese Zone findet ihre Fortsetzung im Fichtelgebirge, im Erzgebirge und in Teilen der Sudeten. Gegen Norden ist dieser eine zweite gefaltete, und zwar paläozoische und vorwiegend devonische Zone vorgelagert, welcher die Gebirge des mittleren Rheins (Hunsrück, Eifel, Taunus, Westerwald u. a.), ferner ein Teil des südlichen Belgien und der Harz angehören. In Thüringen erscheinen dieselben Gesteine als Außenzone des Erzgebirges und nach einer großen Unterbrechung abermals in den östlichen Sudeten von Troppau bis Brünn. Eine dritte äußerste Zone des variscischen Bogens besteht aus flötzreichen Carbonbildungen. Sie ist nur in einzelnen weit getrennten Bruchstücken sichtbar; zu ihr gehört das belgische Kohlenrevier bis Aachen, das Kohlenrevier an der Ruhr und als eine weit abgelegene Fortsetzung das oberschlesische Revier, welches bei Ostrau und Karwin nach Österreich eintritt.

Es sei hier noch erwähnt, daß sich im Westen dieses großen Bogens, welcher das ganze Gebiet von der belgisch-französischen Grenze bis zu den Karpaten umspannt, noch ein zweiter ähnlicher Bogen kennbar macht; zu diesem gehört der Westen des französischen Zentralplateaus, ferner die Bretagne, Cornwall und Devonshire, ein schmaler südlicher Saum von Wales und ein Stück des südlichen Irland bis zur St. Brides-Bay. Er wird als der armoricanische Bogen bezeichnet. Die Kohlenflötze des südlichen Wales vertreten die Stelle der belgischen Flötze und ihrer östlichen Fortsetzungen. Die breite, vorwaltend devonische Zone erscheint auch hier in Devonshire. Überhaupt ist die Gleichartigkeit des Baues beider Bogen so groß, daß z. B. ein ungleichförmiges Übergreifen der Schichtfolge mit dem

Culm über dem Devon in der Bretagne ebenso erkannt wurde, wie in Sachsen und in den Sudeten.

Postvariscische Decke und Lücken in der Schichtfolge.

Weit wichtiger aber ist die bereits erwähnte Ungleichförmigkeit zwischen dem unteren und dem oberen Carbon. Die Transgression ist bei der flachen Lagerung der übergreifenden Schichten viel auffallender. Man kann demgemäß innerhalb des ganzen variscischen Gebietes zweierlei Flötzreviere unterscheiden. Die älteren liegen an dem Außenrande des Bogens und sind an ihrem inneren Saume aufgebogen oder überfaltet (belgisches Revier, Revier an der Ruhr, oberschlesisches und Ostrauer Revier), die anderen liegen weiter innerhalb des Bogens, übergreifend über die Unterlage, zumeist flach und häufig durch jüngere Dislokationen versenkt. (Revier an der Saar, Pilsen, Schlan und Rakonitz u. s. w., niederschlesisches Revier mit Schatzlar, Rossitz bei Brünn, Erbendorf und Stockheim in Bayern.)

Ferner ergibt sich als eine Folge der gänzlichen Umgestaltung des Landes, welche zwischen der Zeit der älteren und der jüngeren Steinkohlenflötze vor sich gegangen ist, die scharfe Trennung des gefalteten Gebirges von einer jüngeren Decke von Sedimenten, welche hier als die postvariscische Decke angeführt werden wird. Wo sie vollständig erhalten ist, wie in der Heuscheuer, besteht sie aus obercarbonischen Flötzen, aus dem Rotliegenden und aus den Meeresablagerungen der mittleren und oberen Kreideformation. Sehr oft aber fehlt eines der Glieder und man sieht auf weite Strecken nur die Kreideschichten oder nur das Rotliegende.

Nur das jüngere Glied der postvariscischen Decke, die Kreideschichten, ist marinen Ursprungs. Hiemit tritt uns eine der wichtigsten Eigentümlichkeiten der böhmischen Masse entgegen, nämlich die Lückenhaftigkeit der Reihe der Meeresablagerungen. Man kennt in Böhmen die marine Vertretung der cambrischen, silurischen und devonischen Zeit. Marines Carbon kennt man nur aus der Peripherie, z. B. aus der Umgebung von Glatz, nicht aber aus den inneren Teilen der böhmischen Masse. Es fehlt der marine Zechstein, der außerhalb des Bogens in Thüringen und in Schlesien nördlich der Sudeten, z. B. am Bober auftritt. Die Triasformation, im Nordwesten und im Nordosten weit ausgebreitet, kommt gar nicht in das Innere der böhmischen Masse herein, ebensowenig der Lias. Vom Jura werden wir einen schmalen im Elbbruche eingeklemmten Streifen bei Schönlinde und bei Zeidler südwestlich von Rumburg und einige dem Devon aufgelagerte Schollen der Umgebung von Brünn kennen lernen, während in der Umrandung in Franken, wie bei Krakau und auch innerhalb der mährischen Ebene die Juraformation gut entwickelt ist. Alle tieferen Glieder der Kreideformation fehlen und erst mit dem Cenoman, der mittleren Kreide, beginnt eine Transgression des Meeres, welche weit nach Süden übergreift. Jüngere Meeresbildungen fehlen in der böhmischen Masse, mit Ausnahme der mitteltertiären Ablagerungen, welche als Ausläufer des Wiener Beckens in tiefen

Buchten in der Gegend von Böhmisch-Trübau über die Donau-Elbe-Wasserscheide übergreifen.

Auffallend genug ist der Gegensatz, welcher in der Lückenhaftigkeit der Schichtfolge gegenüber dem westlichen, nördlichen und nordöstlichen Vorlande hervortritt, doch fehlt auch diesem noch auf weite Strecken eine Vertretung der unteren Kreide und eine marine Vertretung der unteren Tertiärstufen. Im Süden, in den Alpen, und im Südosten, in den Karpaten, sind aber auch diese vorhanden und ist daher der stratigraphische Gegensatz noch bedeutender; völlig fremdartig steht das uralte archäische Hochland den jüngeren sedimentären Falten der Alpen gegenüber.

Von einer Stelle, an welcher der Saum der Alpen sich bis auf wenige Kilometer der böhmischen Masse nähert, soll nun unsere Betrachtung der Umrandung der böhmischen Masse ausgehen; aus der Begrenzung des großen Horstes, wird sich auch eine genauere Bestimmung des Begriffes der böhmischen Masse ergeben.

Umrandung der Masse. Donaugebiet und fränkische Brüche.

Blickt man von einem der gerundeten Gipfel, welche dem Donautale in breiten ungeordneten Gruppen südlich vorgelagert sind und welche prächtige Aussichtspunkte darbieten, z. B. vom Geroldinger Aussichtsturme bei Melk oder von dem recht steil aufsteigenden Granitkamme des Hirsberges bei Pöchlarn gegen Süden, so entrollen sich dem Blicke über den kleinen Hügeln der tertiären Niederung und den sanfteren und dunkleren Erhebungen der Sandsteinzone in schroffen Umrissen die alpinen Kalkketten vom Schneeberge bei Wien bis zu den Gipfeln zu beiden Seiten des Ennstales. Gegen Nord dagegen erhebt sich das Urgebirge über der engen Donaufurche anfangs felsig, dann in flacheren Formen zu einer Kuppenlandschaft von nicht unansehnlicher Höhe (Jauerling 959 *m*). Die Gneise, Granulite und Amphibolite streichen mit mannigfachen Ausbiegungen im ganzen senkrecht auf die Streichungsrichtung der Flyschzüge der Alpen und sie verschwinden ganz allmählich unter der mächtigen Bedeckung von Lehm, Löß und tertiären Sanden, welche einerseits in größeren und kleineren Lappen ziemlich hoch am kristallinischen Gehänge hinaufsteigt und anderseits in der Tiefe der Flußtäler wieder bis auf die alte Unterlage durchschnitten ist In derselben Weise taucht das böhmische Massiv unter das Miocän im westlichen Niederösterreich und in Oberösterreich bis in die Gegend von Passau. Wiederholt tritt der Donaustrom aus der engen Furche, die er sich in die Granite und Gneise geschnitten hat, windet sich und zerteilt sich in den breiten Auen der eigenen Alluvionen. Dann steigen die Felsen des alten Massivs entweder unmittelbar vom Flußufer oder auch aus dem ebenen Schwemmlande empor. Wo aber dem Strome größere Massen von Urgebirge südwärts vorgelagert sind, wie bei Ardacker oder zwischen Passau und Efferding, ist oft die Grenze nicht scharf zu ziehen, denn auf kilometerweite Strecken ist das Vorhandensein des Urgebirges im Untergrunde oft nur durch

die Lesestücke in der mächtigen Bedeckung von Verwitterungslehm nachweisbar.

Anders wird es jenseits des Innflusses; hier machen sich bald die Ränder der mesozoischen Bildungen bemerkbar, welche sonst die mitteleuropäischen Horste begleiten. Von Schärding abwärts fließt der Inn mit steilen Ufern innerhalb der böhmischen Masse und schneidet im Vereine mit der Donau zwischen Vilshofen und Passau den als Neuenburger Wald bezeichneten Höhenzug ab. Tertiäre Sande und Schotter bilden größtenteils die Oberfläche des Hügellandes und in der südwestlichen Vorlagerung, in der Umgebung von Ortenburg und Fürstenzell, treten die ersten Spuren des fränkischen Jura und der Kreide zu Tage, wobei der Jura in der Gegend von Söldenau, das ist mehr gegen außen, vorherrscht. Die Aufschlüsse sind nur von beschränkter Ausdehnung, doch deutet der Wechsel horizontaler und stark gestörter Lagerung darauf hin, daß diese jüngeren Reste an Verwerfungen abgesenkt und hiedurch vor der Zerstörung erhalten geblieben sind. Bei Voglarn ist eine vollkommene Überkippung der hier allerdings nur wenig mächtigen Jura-Serie durch das übergeschobene Urgebirge eingetreten.[1])

Von Passau aufwärts bis Regensburg muß der Lauf der Donau als eine tektonische Linie aufgefaßt werden. Der Abfall des Urgebirges gegen die Donauebene vollzieht sich hier viel plötzlicher, als im benachbarten Oberösterreich. Einzelne kleine Juravorkommnisse am Rande des Abbruches, wie bei Pfaffenmünster nördlich von Straubing, müssen als Verbindungsglieder zwischen dem fränkischen und dem Ortenburger Jura gelten.

Bei Flinsbach hängt nach Ammon eine mächtige Jurakalkscholle mit steiler Schichtstellung wie angeklebt am Urgebirge. Diese Vorkommnisse sind Anzeichen, daß der Untergrund der Donauebene wahrscheinlich größtenteils von mesozoischen Sedimenten gebildet wird. Vor allem aber sind für die erwähnte Auffassung maßgebend der geradlinige, nordwestliche Verlauf des Abbruches, seine annähernd gleiche Richtung mit der Amberger Verwerfung und die tektonischen Verhältnisse der Umgebung von Regensburg, diesem bezeichnenden Eckpunkte der böhmischen Masse.

Hier treffen drei bedeutende Verwerfungen zusammen. Der erwähnte Abbruch des Urgebirges schließt sich im stumpfen Winkel an den Donaubruch, an dem der weiße Jura der schwäbischen und fränkischen Alb in Flexuren unter das Miocän hinabsinkt. Die Mächtigkeit des Abbruches wurde durch Bohrungen zu Ochsenhausen bei Ulm dargetan; dort war in der Tiefe von 738 *m* das Liegende der tertiären Ablagerungen der Donauebene noch nicht erreicht worden. In den Scheitel des stumpfen Winkels dieser beiden Verwerfungen stellt sich eine Zone von nordsüdstreichenden Brüchen, welche das Urgebirge begrenzen; sie gehören dem ausgedehnten fränkischen Senkungsfelde an, als dessen südöstlichster Beginn bereits die

[1]) Gümbel. Geognostische Beschreibung von Bayern, II. Abteil., 1868, S. 695 und IV. Abteil., 1891, S. 342.

Juravorkommnisse von Ortenburg gelten müssen und welches sich nordwestlich bis an den Thüringer Wald und weiter fortsetzt.

Einen herrlichen Punkt hat König Ludwig I. von Bayern gewählt für seine Walhalla: etwa 8 *km* unterhalb Regensburg biegt die Donau nordwärts und lehnt sich unmittelbar an den Rand des bayrischen Waldgebirges Das weite Bild des flachen Landes bis an das ferne Panorama der Alpen, das sich allenthalben am Plateaurande darbietet, wird hier zu Füßen des Beschauers umsäumt von dem Silberbande des Stromes. Der prächtige Tempelbau bezeichnet den Rand des Hochlandes. Von dichtem Grün verkleidet, klebt hier ein Streifen von Rotliegendconglomeraten und Sandsteinen am Urgebirge. Im Gegensatz zu den gerundeten Granitlandschaften der Umgebung läßt er die Randkante schärfer und geradliniger hervortreten. In den Waldschluchten nördlich von der Walhalla sind die aus Granitgrus und Conglomeraten bestehenden Sedimente an einigen Stellen mit etwa 30° Nordfallen aufgeschlossen. Kohlige Schiefer und flache Flötzchen im Liegendsten, welche auch bereits zu Versuchsbauten Anlaß gegeben haben, gehören vermutlich bereits zum obersten Carbon. Das Rotliegende bildet aber nicht nur den Rand des Gebirges, sondern zieht sich einerseits östlich in einem schmalen Streifen hinter den Granit des Scheichelberges bei Sulzbach und anderseits im Westen hinter die kleine Kuppe von Granitporphyr, welche die Ruine Donaustauf trägt. Der Streifen macht sich als Einsenkung zwischen den emporragenden Graniten deutlich bemerkbar.

Wie an vielen anderen Stellen der Umrandung deutet auch hier das Auftreten von Resten des Perm auf eine Absenkung des Urgebirges hin, welche gerade hier die transgredierende Scholle der postvariscischen Decke vor der völligen Abtragung bewahrt hat.

Eine Fortsetzung oder ein Parallelbruch des nirgends aufgeschlossenen Donaubruches ist westlich bereits im mesozoischen Gebiete gut nachweisbar. Oberhalb Regensburg fließt die Donau im Jurakalke. Vom Westen her kommt der Jura in horizontaler Lagerung bis an den Fluß, jenseits desselben ist aber die Juratafel gegen West geneigt; sie sinkt samt der aufgelagerten Decke von Kreideablagerungen schräg unter die Stadt Regensburg hinab und die Stadt bezieht aus den geneigten Cenomanschichten ihre artesischen Wässer, welche mittels Bohrungen durch das auflagernde Tertiär erschlossen werden.[1])

In fast gleichbleibender Höhe erscheint sie wieder an der linken Seite des Regentales, aber etwas weiter östlich, jenseits einer vom Tertiär ausgefüllten nordsüdstreichenden trockenen Talfurche, hat den Jura ein Nordsüdbruch gesenkt, so daß die Felsenkalke am östlichen Keilstein in ihrer ganzen Mächtigkeit etwa 60 *m* höher abermals in horizontaler Lagerung erscheinen.

Bald aber neigen sich die Schichten anfangs sachte und dann immer steiler werdend gegen Westen; unter dem Felsenkalke erscheinen Hornsteine

---

[1]) Brunhuber. Über die geotektonischen Verhältnisse der Umgebung von Regensburg. Ber. d. nat. Ver. Regensburg. Heft V., 1894—95.

und Splitterkalke des weißen Jura, dann folgen Dogger und Lias und lockerer Keupersandstein; das tiefste Glied bildet auch hier ein schmaler Saum von Rotliegendem mit schwachen Spuren des obersten Carbon. Die Schlucht beim Tegernheimer Keller bezeichnet die unmittelbare Grenze gegen den Granit der böhmischen Masse.

Hier endlich läßt sich eine scharfe tektonische Grenze als Verwerfung, an der die reiche Schichtfolge der auflagernden Sedimente vom oberen Carbon bis zum oberen Jura in einem Winkel von 30—40° aufgebogen ist, nordwärts verfolgen. In der Fortsetzung fehlt häufig die paläozoische Zwischenlagerung und der Jura tritt unmittelbar an den Granit; zumeist sind die Schichten am Urgebirgsrand steil geschleppt und nördlich von Regenstauf ist der Jura sogar überkippt, ähnlich wie bei Voglarn. Noch weiter im Norden zersplittert sich die Verwerfung in mehrere Parallelbrüche und verschwindet dann unter den Tertiärbildungen der Bodenwöhrer Bucht.

Der Abbruch an der Donau und die Verwerfungen bei Regensburg sind aber nur die südlichsten eines großen Systems von Brüchen.

Die Grenze des älteren Gebirges zieht in zackigem Verlaufe gegen Nordwesten; sie wird nicht durch eine einheitliche Verwerfung gebildet, sondern eine Anzahl von Verwerfungen bezeichnet streckenweise den Rand und tritt an verschiedenen Stellen in das mesozoische Gebiet über, welches weithin bis in die Gegend von Kissingen, ja bis zur Rhön durch diese Brüche in längliche, ungleich breite Schollen zerstückelt wird. Die sorgfältigen Aufnahmen der bayrischen Geologen gestatten sie auf weite Strecken zu verfolgen. Bei im ganzen parallelen Verlaufe schwenken sie im allgemeinen nördlich von der Bodenwöhrer Bucht aus der nordwestlichen mehr zur nordnordwestlichen Richtung; häufig sind auch örtliche Ausbuchtungen, knieförmiges Abbrechen, Gabelungen, kleine und größere Quersprünge; hie und da finden an den Sprüngen Zerstückelungen der Schollen in kleinere linsenförmige Trümmer statt. Oft wird eine auskeilende Verwerfung von einer zweiten in paralleler Richtung fortstreichenden abgelöst.

Fast stets ist der südwestliche Flügel der gesenkte; sehr häufig sind die Ränder der gesenkten Scholle aufgebogen, an den Randspalten gegen das Urgebirge findet sich an mehreren Stellen überkippte Lagerung.

In der Bodenwöhrer Bucht greifen triadische und cretacische Bildungen tief in das Urgebirge ein. Der geradlinige nördliche Rand der Bucht wird durch die von Ammon und Thürach[1]) als Amberger Spalte bezeichnete Verwerfung gebildet, welche bei Roding beginnend, die Grenze des Urgebirges bis jenseits des Naabtals bildet und sich, nachdem der Urgebirgsrand an der sogenannten Naabgebirgsrandspalte gegen Nordnordwest abbiegt, weit über Amberg hinaus in das Mesozoicum fortsetzt. Sie bildet die geradlinige Fortsetzung jenes Quarzganges, der unter dem Namen des Pfahles das Urgebirge bis zum Mühltale an der österreichischen Grenze durchsetzt und der

[1]) In Gümbel. Geognostische Beschreibung von Bayern, Bd. II, S. 610—640.

uns unten noch eingehender beschäftigen wird. Die gesamte Länge dieser merkwürdigen tektonischen Linie aus dem Granitgebiete von Aigen bis in den Jura nordwestlich von Amberg beträgt mehr als 200 *km*. Der strenge Parallelismus dieser geraden Linie mit dem Abbruche des Urgebirges an der Donau verdient besonders hervorgehoben zu werden.

Eine dritte Linie, an Ausdehnung und Bedeutung fast noch die des Pfahles und des Abbruches an der Donau übertreffend, beginnt noch östlich der Naab, überschreitet den Fluß bei Weiden und begrenzt gegen Südwest das Fichtelgebirge, den Frankenwald und den Thüringer Wald. Es ist der eigentliche Randbruch, dem die zahlreichen von Ammon und Thürach beschriebenen Parallelbrüche des nördlichen Bayern vorgelagert sind. Bei Leuchtenberg südsüdöstlich von Weiden befindet sich der Scheitel eines einspringenden Winkels im Urgebirgsrande. Ähnlich wie am Südrande der Bodenwöhrer Bucht greift auch hier der Keuper in horizontaler Lagerung über die vorragenden Urgebirgskuppen, welche durch das Naabtal von der Hauptmasse des bayrischen Waldes abgeschnitten werden.

Nordwärts von Leuchtenberg aber, im Scheitel dieses Winkels macht sich in den aufgeschleppten Schichten des Unter-Rotliegenden am Urgebirgsrande der erste Ansatz der Fichtelgebirgs-Randspalte bemerkbar. Das Rotliegende erscheint überhaupt an mehreren Stellen des Randes. Bei Erbendorf wurde sogar flötzführendes Obercarbon ausgebeutet. Bei Altenparkstein trifft man wieder das Phänomen der verkehrten Lagerung indem die Randspalte mit 65—70° bergwärts fällt und sich Gneis über Rotliegendes legt. Dasselbe wiederholt sich weit im Norden am Rande des Thüringer Waldes, wo auf lange Strecken hin Zechstein über Muschelkalk oder Buntsandstein geschoben ist.

Thüringen.

Da einzelne Brüche aus dem Urgebirge in den Jura fortsetzen, kann es auch nicht verwundern, daß eine einheitliche Verwerfung die verschiedenen Zonen des variscischen Horstes, quer auf das allgemeine Streichen durchschneidet. Zuerst begrenzt die Fichtelgebirgs-Randspalte die Gneise des bayrischen Waldes, dann schneidet sie die Phyllite und den Gneisaufbruch von Münchberg im Fichtelgebirge, dann das Culmplateau und die altpaläozoischen Schiefer des südwestlichen Thüringer Waldes quer auf ihr Streichen. Im nordwestlichen Thüringer Walde sind an ihr mächtige transgredierende Decken von Rotliegendem mit Porphyreinlagerungen, zugleich mit den Aufbrüchen von alten Schiefern und Graniten in die Tiefe gesunken. Zahlreiche parallele Verwerfungen begleiten den Hauptbruch, sowohl im Innern des Gebirges als auch in der mesozoischen Vorlagerung. Hier werden sie auch orographisch sehr deutlich, wenn Streifen von älteren Gesteinen als gestreckte Horste riffartig aus dem umgebenden weicheren Buntsandstein hervorragen, wie der Granit im sogenannten kleinen Thüringer Walde bei Schleusingen und der Zechstein am kleinen Dolmar bei Viernau.

Aber auch gegen Norden und Nordosten herrscht dieselbe Richtung in zahlreichen Störungen innerhalb der mesozoischen Überdeckung des variscischen Umrandungsgebietes. Am Nordostrande des Thüringer Waldes ist ebenso wie im Südwesten solch ein Bruch zum Randbruche geworden; er zieht von Eisenach gegen Ilmenau und das jüngere triadische Deckgebirge stößt an ihm ab. Ja die Senkung ist hier noch viel bedeutender; die Aufbrüche von Graniten und alten Schiefergesteinen unter der mächtigen permischen Decke des nordwestlichen Thüringer Waldes bezeugen, daß hier zwischen beiden Verwerfungen ein schmaler weit hervorragender Sporn von alten Gesteinen des Massives, mit dem bezeichnenden Nordost-Streichen stehen geblieben ist.

Der so aus dem umgebenden Lande durch die beiden Brüche scharf gesonderte Streifen setzt sich nach Nordwest über Eisenach hinaus in den Ringgau fort. Dieser Teil des Horstes fällt aber bereits der mitteldeutschen Decke von Muschelkalk zu.

Wir begeben uns nun zurück an die Nordseite des östlichen Thüringer-Waldes. Dem Rande der transgredierenden Decke gegen die variscisch gefalteten Gesteine folgt hier beiläufig die Trace der Eisenbahn, welche von Saalfeld gegen Ostnordost nach Weida südlich von Gera führt. Östlich von Saalfeld scheinen die Nordost-Südwestbrüche, welche am Rande des Horstes Buntsandsteine mit cambrischen Schiefern zusammengebracht haben, zu endigen; ihre Fortsetzung macht sich vielleicht noch innerhalb der Culmschiefer in den Nordwest-Südost gerichteten Erzgängen bei Kamsdorf bemerkbar.

Nördlich von der Strecke Saalfeld—Weida, jenseits eines schmalen Streifens von weißen Zechsteinfelsen, dehnt sich zunächst das waldige Buntsandsteingebiet aus; dann folgt das aus felsigen Muschelkalktreppen und aus den fruchtbaren Landstrichen des tiefer gelegenen Keupers bestehende Triasland, das bei Gotha, Erfurt und Weimar unter noch jüngeren Bildungen verschwindet. Die Grenze der älteren Gesteine ist hier durch Transgression bestimmt.[1])

Im Nordwesten von Naumburg zeigt der gleichfalls nordweststreichende Muschelkalkrücken der F i n n e einen Bau, der in vieler Hinsicht mit jenem des Thüringer Waldes, noch mehr aber mit dem des Ringgaues verglichen werden kann; er bildet die nordöstliche Umrandung der Thüringer Mulde.

Sachsen.

Bei Naumburg, Zeitz und Altenburg nähern wir uns dem westlichen Teile Sachsens und hier greift neben den beiden bisher erwähnten Elementen, nämlich dem variscischen Bogen und der transgredierenden Decke, ein drittes Element maßgebend in den Charakter der Landschaft, sowie in die Zusammensetzung des Landes selbst ein. Es sind dies die jungen Bildungen der norddeutschen Ebene. Sie bestehen in ihrem Untergrunde aus tertiären Schichten, zumeist aus blauen, festen, braunkohleführenden Tonen,

[1]) K. Th. Liebe. Übersicht über den Schichtenaufbau Ost-Thüringens. Abh. z. geolog. Spezialkarte v. Preußen. Bd. V, Heft 4, 1884, S. 400—530.

und darüber breiten sich weite Schottermassen aus, deren Gesteine zum nicht geringen Teile aus Skandinavien und den baltischen Provinzen Rußlands durch das Eis herbeigetragen worden sind. Unter diese jüngeren Bildungen verschwinden nun allmählich nordwärts sowohl die Bruchstücke des variscischen Bogens, als auch die transgredierende Decke. — Im südlichen Sachsen, insbesondere dort, wo die nördlichen Ausläufer des Erzgebirges mit der jüngsten Decke zusammentreffen, sieht man die ersteren noch vielfach in den Einrissen der Flüsse oder als selbständige gerundete Kuppen aus der Ebene hervorragen. Die einzelnen Aufschlüsse in den Flußtälern gestatten auch noch den Südrand der Transgression beiläufig festzustellen. Es sind insbesondere die permischen Porphyre, welche da und dort, und zwar ziemlich weit nach Norden hin die Zusammensetzung des Untergrundes verraten. Auf der Oberfläche der Porphyrkuppen sieht man in der Gegend östlich von Halle die Richtung der Kritzen des nordischen Eises und seiner einstigen Bewegung.

Dieses Zusammentreffen der variscischen Grundgesteine im Süden, der postvariscischen Decke und der Trias im Westen und dann der jüngeren Bildungen, welche von Osten und Nordosten her hereinreichen, erzeugen hier eine große Mannigfaltigkeit von Höhenzügen und eine völlige Unbestimmtheit ihrer Abgrenzung gegen die Ebene. Den Süden bildet der alte Gneisstock des Erzgebirges, der von seiner ehemals reichen Erzführung den Namen trägt.

An den Gneis lehnen sich die Kohlenvorkommnisse von Zwickau, welche der Mittelpunkt eines reichen Industriebezirkes geworden sind, sie liegen zwischen den Gesteinen des Erzgebirges und des sächsischen Mittelgebirges. In den tiefen Tälern der von Löß und Lehm bedeckten hügeligen Hochfläche haben die eingehenden Studien zahlreicher Forscher die sattelförmige Aufwölbung dieser Gesteine zwischen den alten Schiefern erkannt. Nochmals erscheint in zahlreichen Aufschlüssen die permische Decke, aber ganz allmählich verschwindet das Bergland und verläuft es in die dicht bevölkerte Ebene und das Schlachtfeld von Leipzig.

Die Gesteine des Erzgebirges werden zwischen Dresden und Dippoldiswalde abgeschnitten durch den nordwestlich streichenden Graben von Döbein, in welchen Rotliegendes versenkt ist. Östlich folgen die von der Elbe durchströmten Quadersandsteinmassen der Sächsischen Schweiz. Sie werden im Norden von dem Elbbruche begrenzt.

Sudetenausläufer in Schlesien.

Dem Rande der böhmischen Masse folgend, überschreiten wir die eben genannte Störungslinie etwa in der Gegend von Meißen und treten somit in das Gebiet der Sudeten ein. Die Lausitzer Granitmasse verschwindet gegen Norden in ebenso unbestimmter Weise bei Großenhain, Kamenz und Bautzen unter der Ebene, wie dies bei den älteren Felsarten an der Nordseite des Sächsischen Mittelgebirges der Fall war. Der Elbbruch ist westlich von Meißen verschwunden und können die weit im Nordwesten bei Riesa und

Strehla aus der Ebene hervorragenden Gneise und Granite dem Sudetengebiete zugezählt werden.

Erst jenseits Bautzen gewinnt der Außenumriß der Lausitzer Granitmasse Zusammenhang; paläozoische Gesteine treten auf; auch Spuren von Silur, welche den Nordrand begleiten und von der Neisse durchschnitten werden. In der Landschaft treten auffallend einzelne Basaltkegel hervor, einer der bekanntesten ist die Landeskrone bei Görlitz. Von hier bis in die Gegend westlich von Jauer sieht man nordwestlich streichendes paläozoisches Gebirge, welches, teilweise überdeckt von transgredierenden Lappen der postvariscischen Decke, in der Richtung von Lauban und Bunzlau gegen Nordwest unter die von Bober und Katzbach durchströmte Ebene hinabsinkt.

Von dem genannten Punkte zwischen Goldberg, Liegnitz und Jauer ändert sich der Charakter der Nordgrenze der Sudeten vollständig. Hier stellt sich wieder ein bedeutender Nordwestbruch ein, von mehr als 100 *km* Länge, welcher bis über die Gegend von Jauernig und Reichenstein hinausläuft und das Eulengebirge mit dem Reichensteinergebirge fast geradlinig gegen die schlesische Ebene abschneidet. Aus der Ebene tauchen recht ausgedehnte Kuppen des abgesunkenen Gebirges hervor und beleben die Landschaft. Die bedeutendste ist der 718 *m* hohe Zobten, auf halben Wege von dem Bruchrande gegen Breslau.

Am Ende des schlesischen Bruches, bei Ziegenhals, südöstlich von Weidenau, tritt aus der Ebene die paläozoische Außenzone der Sudeten. Es ist ein merkwürdiges Stück des Außenrandes, welches sich von hier nach Neustadt und von da mit plötzlichem Abrücken gegen Süd über Troppau gegen Hultschin erstreckt und welches wir vorläufig an der Landecke bei Oderberg, wo der Steilrand über dem linken Oderufer einen weiten Ausblick über das Land gewährt, enden lassen wollen. Auf dieser Strecke treten nämlich nacheinander mit dem erwähnten nördlichen Streichen die verschiedenen Stufen des sudetischen Devon und des Culm an den Rand heraus. An die letzteren schließt sich ostwärts das Kohlenbecken von Ostrau; gegen Süden und Osten verschwindet es unter dem Außenrande der Karpaten.

Gebiet von Ostrau und Krakau.

Die Erfahrungen auf österreichischem Gebiete haben ergeben, daß das wenig widerstandsfähige Kohlengebirge vor dem Eindringen des tertiären Meeres in die Niederung zwischen Sudeten und Karpaten außerordentlich tief erodiert worden ist; tiefe Täler sind mit den Sedimenten dieses Meeres, mit dem als „Schlier“ bezeichneten Tegel ausgefüllt worden. In großen Sandlinsen dieser Ablagerungen haben sich teils gesalzene, teils jodhaltige Wässer angesammelt. — Einförmig, wie die Ebene über Beuthen und Russisch-Polen hin auch erscheinen mag, so bietet sie doch eine große Mannigfaltigkeit und eine ganze Reihe von Transgressionen. Erst wenn man die mühsam gesammelten Erfahrungen und die Beobachtungen an vielen kleinen Aufschlüssen vereinigt, erhält man ein zusammenhängendes Bild, welches ein wenig unterstützt wird durch die noch zu erwähnenden Züge des Reliefs

Eine erste Transgression beginnt auch hier mit dem Rotliegenden, welches aber nur in wenigen Spuren in dem Gebiete von Krakau, bei Krzeszowice und Alwernia sichtbar ist. Weit breitet sich dagegen die Transgression des Buntsandsteins aus. Im Großen deutlich sichtbar folgt der Muschelkalk, hier ausgezeichnet durch die bekannten Galmeivorkommnisse. Er bildet eine Reihe niedriger, aber deutlich hervortretender Erhöhungen, welche von Krakau her in einem weiten, flachen Bogen über Beuthen und Tarnowitz bis Krappitz an der Oder (zwischen Oppeln und Kosel) zu verfolgen sind. Über dem Muschelkalk folgt der Keuper, bestehend aus roten Tonen, die sehr zur Versumpfung neigen; oft ausgezeichnet durch seine Eisensteine. Er folgt dem Höhenzuge des Muschelkalkes schon von Krakau her in der Richtung gegen Lublinitz und taucht noch viel weiter im Norden da und dort aus der Ebene. Den auffallendsten Zug im landschaftlichen Relief bildet aber die nun folgende Auflagerung der Juraformation. Die tiefsten Lagen sind allerdings auch weniger widerstandsfähig und nicht geeignet als Höhenzüge hervorzutreten, sie gehören dem braunen Jura an, denn Lias ist hier nicht vorhanden.

Als feste Mauer erhebt sich aber über dem braunen Jura der weiße Kalkstein des oberen Jura. Er beginnt schon südlich von Krakau innerhalb der äußeren gefalteten Zonen der Karpaten mit dem Kalke von Kurdwanow und erstreckt sich dann von dem linken Ufer der Weichsel gegen Czenstochau in Russisch-Polen. Die Kirche des bekannten Wallfahrtortes „Unserer lieben Frau von Czenstochau“ krönt eine hervorragende Kuppe dieses Zuges; hier ist aber noch nicht das Ende des weißen Jura, sondern seine Ausläufer reichen noch weit nach Nordwesten über Landsberg und Weljun. Sie verschwinden allmählich in der Ebene, ebenso wie die anderen mesozoischen Zonen, welche alle bei Krakau einander genähert sind, gegen Nordwest aber immer breiter werdend auseinanderlaufen.

Völlig unabhängig von dieser regelmäßigen Folge bogenförmiger Schichtenzonen ist die nächste Transgression, welche wir bereits öfters angetroffen haben und noch häufiger innerhalb der böhmischen Masse antreffen werden; nämlich die Transgression der mittleren und oberen Kreide. Die Gesteine sind hier allerdings verschieden von den böhmischen. Die großen Sandmassen fehlen. Es sind Mergel, mit denen die Transgression beginnt und welche weithin unter dem Namen Opoka, dem Untergrund der einförmigen Ebene bilden. Von Osten her reichen sie bis an den Ostabhang des Jura von Czenstochau, ohne daß eine Spur der tieferen Glieder der Kreideformation sichtbar würde, welche doch in den Karpaten so reichlich vertreten sind. Die Kreideformation bildet auch die Höhen nördlich von Krakau und einen Teil des Untergrundes dieser in geschichtlicher Hinsicht, ebenso wie in Hinsicht der geologischen Mannigfaltigkeit ihrer Umgebung so merkwürdigen Stadt.

Aber noch viel weiter nach Westen zieht die Kreidetransgression über alle die früher genannten Zonen von Trias und Jura. Wer die Eisenbahn-

strecke bei Oppeln befahren hat, wird die tiefen Aufbrüche wahrgenommen haben, welche dort unter der Ebene bewerkstelligt werden; es wird daselbst der Zementmergel von Oppeln ausgebeutet. Die Kreide aber ist ihrerseits wieder bedeckt von den tertiären und glazialen Bildungen der Ebene, aus welchen da und dort noch ein vereinzeltes Basaltvorkommen hervortaucht.

In dem Lande östlich von Ziegenhals sind demnach folgende Elemente zu unterscheiden: 1. die devonische Außenzone der Sudeten mit dem Culm, welche über Ziegenhals, Troppau, Hultschin mit nördlichem oder nordnordwestlichem Streichen unter die Ebene hinabsinkt; 2. die Kohlenfelder von Ostrau, welche dem Culm auflagern; 3. die Zone von Rotliegendem bis zu den Kalken des oberen Jura bei Czenstochau; 4. die größere Transgressionsdecke der mittleren und oberen Kreide und 5. die miocänen und glazialen Bildungen; erstere tief eingelagert in vormiocäne Erosionstäler bei Ostrau und begleitet von vereinzelten Basaltaufbrüchen.

Wie unbestimmt auch die Grenze der böhmischen Masse gegenüber der norddeutschen Ebene erscheinen mag, so bieten sich doch in dem Landschaftsbilde deutliche Fixpunkte, deren jeder durch seine Eigenart ausgezeichnet ist. Ich nenne die eisgeschliffenen Porphyrhügel von Halle, den Basalt der Landeskrone bei Görlitz, die breite, weithin sichtbare Masse des Zobten als Vorlage des Eulengebirges, den Aussichtspunkt über der aus Culmschiefer aufgebauten Oderuferkante der Landecke bei Ostrau und die steilen weißen Kalkwände der Wallfahrtskirche von Czenstochau. Nun begreift man auch wie im Osten die Eisensteinbaue begrenzt bleiben auf die devonischen Falten der Sudeten, die Kohlenflötze auf das von der Ebene bedeckte Carbongebiet, die Zinkerze auf die Transgression des Muschelkalkes; während Salz und Gyps und Jodwässer der jüngsten miocänen Überflutung zufallen, welcher auch die Salzflötze von Wieliczka und Bochnia innerhalb des Saumes der Karpaten angehören. Es ist als ob die geringe Mannigfaltigkeit der äußeren Gestaltung, welche die Natur in diesem Winkel zwischen Sudeten und Karpaten darbietet, aufgewogen werden solle durch die Mannigfaltigkeit ihrer Gaben.

Grenze gegen die Karpaten bei Weißkirchen.

An dem bereits öfters genannten Ostende der zusammenhängenden Masse der Sudetengesteine, an der Landecke, erscheinen vor unseren Blicken jenseits der Oderniederung die nahen Höhenzüge der Beskiden. Wir sind hiemit wieder vor das Angesicht der alpinen Ketten getreten, die wir an der Donau verlassen haben. In der breiten Niederung des Odertales zwischen Sudeten und Karpaten führt die Nordbahn von Ostrau gegen Wien, zunächst vorbei an dem Wald von Schloten der Witkowitzer Eisenwerke, deren Feuerschein des Nachts die Landschaft weithin erhellt. Die Oder aufwärts führt die Bahn zur europäischen Wasserscheide; geringe Aufschlüsse nächst der Strecke, welche unter der tertiären Ebene noch hie und da hervortauchen, beweisen, daß die Niederung der flachen Wasserscheide noch dem

Gebiete der devonischen Kalke zufällt. Zur Linken erheben sich die waldigen Vorberge der Karpaten; ihnen entströmt bei Weißkirchen schon südwärts gewendet die Beczwa, welche bestimmt ist, künftighin das Haupt der geplanten Schiffahrtskanäle zu speisen.

Die flache, aus Ackerland mit zerstreutem Buschwerk bestehende Wasserscheide aber liegt, ebenso wie der obere Oderlauf, noch ganz im Gebiete der Sudeten, ganz nahe dem Karpatenrande. Zwischen Weißkirchen und Leipnik tritt eine größere Partie von Grauwackenbildungen des Culm auf das linke Gehänge des Tales und bildet die steil zur Beczwa abfallenden Gehänge des Malinikwaldes. In den Steinbrüchen von Pohl und Kunzendorf an der Wasserscheide nordöstlich von Weißkirchen sind noch Calamiten und andere Pflanzenreste des Culm gefunden worden.

Hier ist die Stelle erreicht, wo die gegen Schluß der Carbonzeit aufgerichteten Sudeten und die in viel späterer Zeit, nämlich noch im mittleren Tertiär gefalteten Karpaten unmittelbar aneinander treten.

Die Furchen der Oder und der Beczwa fallen nicht mit dieser Grenze zusammen, sondern liegen, wie gesagt, noch in den Sudeten; nur das Quellbächlein der Beczwa entströmt den Karpaten. Kein Tal, keine Furche, kein auffallender Absatz im Gehänge verrät in der Landschaft diese bedeutsame geologische Scheidelinie, sondern wohlbebaute Felder, Obstgärten und Waldland sind verhüllend darüber gebreitet. Östlich von hier liegt das nicht nur durch den Bau, sondern auch durch die Schichtfolge völlig verschiedene Gebiet der Karpaten. Hier ist die mächtige Sandsteinzone aus Sedimenten der älteren und oberen Kreideformation und dem unteren Tertiär aufgebaut, das ist aus Sedimenten, welche in dem ganzen Gebiete der böhmischen Masse unbekannt sind. Alttertiäre Menilitschiefer treten sehr mangelhaft aufgeschlossen bei Weißkirchen am nächsten heran an Devonkalk und Culm. Unweit davon befinden sich einige kleine Reste von mürbem Sandstein und Kalkconglomeraten mit miocänen Fossilien über den sudetischen Bildungen.

Südöstliche Grenze.

Wenig unterhalb Leipnik erreicht die Beczwa bei Prerau die aus Lehm und jungem Schotter zusammengesetzte Marchebene. Als breite Bucht, die Bucht von Olmütz, setzt sich diese Ebene tief in die Sudeten fort. An vielen Punkten ragen die Sudetengesteine aus der Ebene als kleinere Kuppen hervor. Die Verteilung der miocänen Sande und Kalke beweist überdies, daß die Bucht von Olmütz und zum mindesten die hervorragendsten ihrer Seitentäler bereits zur Tertiärzeit bestanden haben.[1])

Vom Westrande der Olmützer Bucht bei Wischau ausgehend, der flachen Mulde zwischen dem Abfalle des Culmplateaus und den hügeligen Vorbergen der Außenzone der Karpaten folgend und die fast unmerkliche Wasserscheide zwischen dem Gebiete der March und der Zwittawa über-

[1]) E. Tietze. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLIII. 1893, S. 399—566.

schreitend, gelangt man bald in die Grenzregion des Sudetengebietes gegen Westen. Devonkalk und Culm sinken bei Lösch östlich von Brünn unter die tertiäre Ebene hinab, gegen Westen brechen sie scharf ab an dem Syenit der Brünner Eruptivmasse, welche, nördlich von Boskowitz beginnend, sich gegen Süden allmählich verbreitert und, südlich von Brünn in zahlreiche breite Kuppen aufgelöst, allmählich bedeckt wird von Löß und Miocän. Noch jenseits der südwestlichsten Ausläufer der Brünner Eruptivmasse bei Mislitz erscheinen Spuren von Rotliegendem als letzte Ausläufer des langen, bogenförmigen Zuges, der oben als Boskowitzer Furche bezeichnet und im Verein mit dem Elbbruche als Grenzlinie zwischen dem Sudetengebiete und dem böhmischen Massiv im engeren Sinne erklärt wurde; kleinere isolierte Streifen von Devonkalk begleiten diesen Zug an seinem Ostrande bis in die Gegend von Mislitz. Noch östlich von Mislitz bei Hosterlitz befindet sich ein schmaler nordnordost-südsüdweststreichender Zug von Culmschiefer und Grauwacke. In seiner geradlinigen Fortsetzung tauchen östlich von Znaim bei Rausenbruck im Tale der Thaya nochmals Arkosesandsteine und Quarzgrauwacken auf, welche dem Unterdevon angehören.

Hiemit verlassen wir das Gebiet der Sudeten, welches wir mit Überschreiten des Elbbruches bei Meißen betreten haben, und befinden uns wieder innerhalb des südlichen Urgebirges.

Schon südlich von Brünn ist die gegenüber liegende Außenzone der Karpaten immer mehr hinabgesunken unter die Miocänbildungen, welche einerseits ihre Ausläufer weit nach Norden entsenden in das Gebiet der Zwittawa und über Gewitsch in Mähren hinaus, anderseits aber im südlichen Mähren und im angrenzenden Niederösterreich sich weit ausbreiten in der großen Bucht des außeralpinen Wiener Beckens.

Wenn man aber von den südlichen Höhen der Brünner Eruptivmasse den Blick nach Südwesten richtet über die Ebene gegen den jenseits des Marchfeldes in blauer Ferne verschwimmenden Zug der kleinen Karpaten, stellen sich dem Beschauer einige nähere Berggruppen mit zackigen Konturen entgegen, in deren bereits durch die Ferne gedämpftem Grün einzelne weiße Flecken als ferne Steinbrüche erraten werden. Ihre Zusammensetzung ist dieselbe wie jene des Höhenzuges von Czenstochau und wie die der Vorkommnisse in der Gegend von Ortenburg in Bayern, welche dort am Granit abgesunken sind. Es sind isolierte Klippen von Jurakalk, welche Partsch vor vielen Jahren die Inselberge genannt hat. Das Mittelalter hat die schroffen Berge benutzt, um, wie auf die devonischen Kalksteine im mittleren Böhmen, hier auf den Jurakalk die Burgen zu setzen. Die Maydenburg bei Pollau, die Burg Klentnitz, der Schloßberg von Nikolsburg, Falkenstein, bereits in Niederösterreich, die auf einem einzelnen Felsen pittoresk aufragende Ruine von Staatz und die Ernstbrunner Berge bezeichnen diesen unterbrochenen Zug von Jurakalken. Hier und da ist den Juraklippen obere Kreide mit Belemniten und Inoceramen angelagert.

Noch weiter im Süden aber, in der Nähe von Stockerau, erhebt sich der **Waschberg** (394 *m*) ganz hart am Rande der karpatischen Zone. Am Ostabhange des Berges, der aus von Löß und Lehm bedeckten Lehnen aufsteigt, sind in zahlreichen Aufrissen horizontal gelagerte Nummulitenkalke, Mergel und Sande des Eocän aufgeschlossen, welche reichlich Gerölle und große Blöcke von Granit und Gneis enthalten; die Granite sind denen ähnlich, welche bei Eggenburg den Rand des zusammenhängenden Urgebirges bilden, und die Gneise gleichen denen von Znaim. Auf der schütter bewaldeten Höhe des Waschberges wurden zuerst von Stur flache Kuppen von anstehendem Granit nachgewiesen. Der Waschberg bei Stockerau bildet den äußersten südöstlichen Eckstein der böhmischen Masse.

Deutlich sieht man von seinen Höhen, wo man auf ungestörtem Eocän steht, den gefalteten Flysch in den Steinbrüchen, welche an der Bahnstrecke bei Klosterneuburg jenseits der Donau über die bewaldeten Auen herüberblicken und den inneren Aufbau des Nordendes des Wiener Waldes enthüllen. Noch näher reicht der Flysch an den Waschberg heran am linken Donauufer, am Bisamberge bei Korneuburg und in seiner nördlichen Fortsetzung; auch dort sind seine Faltungen in weithin sichtbaren Steinbrüchen aufgeschlossen. Der Gegensatz zwischen beiden fast unmittelbar aneinander gerückten großen geologischen Einheiten ist hier noch schärfer und auffallender als an den Berührungspunkten bei Weißkirchen oder bei Ostrau und Krakau.

Die miocäne Überflutung des außeralpinen Wiener Beckens greift über tiefer liegendes Urgebirge, welches sich gegen das alpine System allmählich herabneigt. Das Gebiet kann dem Tertiärlande verglichen werden, welches sich in Bayern zwischen den Alpen und dem Abbruche des bayrischen Waldes längs der Donau ausbreitet. In dem abgesunkenen Teile sind dort an kleineren Brüchen und unmittelbar am Abbruche Partien von braunem und weißem Jura nebst Kreide erhalten geblieben. In Niederösterreich ragen aus der Ebene, parallel dem Gebirgsrande, die gleichen Jura- und Kreidebildungen als Klippen hervor.

Bei Znaim verursacht das tief eingeschnittene Thayatal eine Ausbuchtung der Gneisgrenze gegen Osten. Bei Eggenburg sind es massige und flaserige Granite, die mit ihren charakteristischen Formen und Blockgruppen flachhügelige Ausläufer in die Ebene entsenden (Fig. 1) und die Strecke der Nordwestbahn, die von Tulln heraufkommend gegen das Plateau des niederösterreichischen Waldviertels ansteigt, schneidet bald eine Granitkuppe an, bald läuft sie wieder über tertiäre Sande und Tegel in wiederholtem Wechsel. Die gerundeten Granitkuppen von Limburg bei Meißau weisen auf die Arbeit der miocänen Strandwogen und an einzelnen Stellen kann man nach Entfernung des auflagernden Sandes die Balanen noch in großer Menge am Granite aufsitzen sehen. Westlich von Eggenburg greift eine große Bucht von älterem Miocän über Horn hinaus tief in das Urgebirge.

Bei Zöbing, wo der Kampfluß aus dem Hügellande tritt, liegt auf einer Anhöhe eine Scholle von Rotliegendem auf Gneis, ein spärlicher Rest

der zusammenhängenden Bedeckung, wie wir sie sonst an mehreren Stellen antreffen werden. Gegen die Donau zu gesellen sich zur tertiären Hülle des Randes noch besonders mächtige Lößmassen. In den Weinbergen bei Etzdorf am Steilrande des Donautales, dem „Wagram“, kommen unter der Lehmdecke auf einer längeren Strecke in spärlichen Aufschlüssen noch einmal Amphibolite, Glimmerschiefer und Gneise hervor.

Bei Krems tritt die Donau aus ihrem Einschnitte im Urgebirge, aus dem freundlichen Wachautale. Am jenseitigen Ufer sieht man das große Gebäude des Stiftes Göttweih über Granulitbergen emporragen. Diese gehören bereits der Berggruppe an, in welcher bei St. Pölten die böhmische



Fig. 1. Blick von den Granitkuppen des Randes der Masse bei Eggenburg auf das außeralpine Tertiärbecken. Im Hintergrunde die Orte Stoitzendorf und Röschitz.

Masse neuerdings knapp an den Außenrand der Alpen heranrückt und von der unsere Betrachtung der Umrandung ihren Ausgang genommen hat.

Übersicht und Einteilung des Stoffes.

Wo die Grenzen der Masse nicht unbestimmt in das umgebende Miocän verlaufen, wo sie wahre tektonische Grenzen und durch Brüche bestimmt sind, folgen sie beiläufig der nordwestlichen Richtung. Der Westrand von Passau bis zum Thüringer Wald gehört einem Systeme von Störungen an, das einerseits die große mesozoische Tafel des südlichen Deutschland zum Niedersinken bringt und anderseits sich fortsetzt über den Thüringer Wald hinaus mit mancherlei örtlichen Abweichungen, aber mit Beibehaltung der Hauptrichtung bis Ibbenbühren am Nordwestende des Teutoburger

Waldes. LEPSIUS hat die Wichtigkeit dieses Systemes dadurch zum Ausdrucke gebracht, daß er nach der Linie Passau—Ibbenbühren eine Zweiteilung des ganzen deutschen Gebietes in geologischer Hinsicht vorschlug.[1]) Dieselbe Richtung wiederholt sich an der Nordostseite des Thüringer Waldes und in dem langen geradlinigen Abbruche des Katzbach- und Eulengebirges, der die Umbiegung der Sudetenfalten durchschneidet.

Im östlichen Thüringen wird die Grenze durch die Transgressionslinie von Zechstein und Trias bestimmt. In Sachsen verschwinden die variscischen Falten allmählich unter der Ebene und auch im schlesisch-galizischen Kohlenreviere ist die Grenze keine tektonische.

Auch der ziemlich einheitliche Rand von der Landecke bei Mährisch-Ostrau bis in die Gegend von St. Pölten, welcher mit dem Saume der Karpaten den gleichen schwach bogenförmigen Verlauf einhält, verrät nichts von tektonischen Linien, welche für seine Richtung bestimmend wären. Die Grenze zwischen den Sudeten und dem südlichen Urgebirge tritt bei Mislitz schiefwinkelig an den Rand und auch weiter im Süden wird man vergeblich nach Anzeichen einer Zertrümmerung suchen, welche den fränkischen Brüchen des Westrandes vergleichbar wäre. Nur die Juraklippen und der Granitaufbruch vom Waschberge bei Stockerau lassen vermuten, daß sich unter der miocänen Decke im unmittelbaren Vorlande des Karpatensaumes ein tiefer gelegenes, vielleicht abgesunkenes Stück des alten Gebirges befindet.

Die begrenzenden Brüche haben nichts zu tun mit dem Streichen der variscischen Falten, ebensowenig wie der Elbbruch. Dieser taucht bei Meißen, wie erwähnt, zuerst aus der Ebene. Seine Richtung ist weniger nördlich als die der fränkischen Brüche und fällt auffallend zusammen mit der Richtung des Nordrandes des Harzes, welcher jedoch im verkehrten Sinne verwirft, indem dort der Nordflügel, hier jedoch der Südflügel gesenkt ist.

Schon aus dem bisher Gesagten kann man ersehen, daß im Gegensatze zu den jungen Kettengebirgen das Streichen der variscischen Faltenzüge weder im Umrisse der alten Gebirgsruine, noch in der Anordnung des Flußnetzes und kaum noch in der Richtung der kammartigen Erhebungen zum Ausdrucke kommt. Die jungen Brüche im Vereine mit den Transgressionen sind bestimmend gewesen für das gegenwärtige Gesamtbild.

Dem Elbbruche verdankt die breite Kreideniederung, durch welche die Elbe die Wässer der Innenseite der Sudeten herausführt, ihre Entstehung. Der Eger ist ihr Lauf vorgezeichnet durch den Erzgebirgsbruch. Im Südwesten verhindert der nahe tektonische Abbruch des Gebirges gegen die Donau das Zustandekommen eines größeren Systemes von Nebenflüssen für diesen Strom. Die linksseitigen Nebenflüsse der Moldau kommen von der ebenfalls recht weit nach außen gerückten Wasserscheide des fränkischen Randes, während die plateauartige, ungegliederte Urgebirgsmasse im Osten eine recht regelmäßige Verteilung der Abflüsse, einerseits zur Moldau und anderseits zur March und Donau, aufweist. So kommt die oft betonte bei-

[1]) LEPSIUS. Geologie von Deutschland, I., 1887—92. S. 391.

läufige Symmetrie des böhmischen Flußsystems zu stande, dessen Axe die Moldau bildet. Man ersieht auch, daß die Umschließung Böhmens, welche zur Vorstellung eines ehemaligen Sees Veranlassung gab, auf drei Seiten durch tektonische Richtungen hervorgerufen ist.

Bei der Wanderung um den Rand der böhmischen Masse wurden bereits zahlreiche Einzelheiten erwähnt, welche erst der näheren Betrachtung der Teile zufallen sollten, die innerhalb der Masse sich naturgemäß voneinander trennen. Die Betrachtung wird ausgehen vom südlichem Urgebirge, dem ältesten, wichtigsten und noch am wenigsten erforschten Teile der böhmischen Masse. Die folgenden Kapitel behandeln die alten Sedimentärgebilde in der Mitte der Masse, und zwar zunächst den paläozoischen Graben im Südwesten von Prag und die umgebenden vorcambrischen Schiefergebiete, dann die weiter gegen Nordwest folgende postvariscische Transgression von Carbon und Rotliegendem und die Kreide des Elbetales, die Braunkohlenbecken und vulkanischen Gebiete des Nordwestens und Nordens; den Schluß bildet die nördliche Umrandung, bestehend aus dem Erzgebirge und den Sudeten. Die Behandlung des Gegenstandes wird von Fall zu Fall eine verschiedene sein müssen. Das archäische Gebiet wird gewisse allgemeine Betrachtungen über die ältesten Felsarten erfordern. Die eigentümliche Lage der politischen Grenze in den Sudeten, welche bei Zittau die ganze Breite des Gebirges an Sachsen und Preußen weist, dann dasselbe in der verschiedensten Weise durchschneidet und im Osten die ganze Breite nach Österreich fallen läßt, zwingt dazu, hier noch mehr als in anderen Abschnitten die benachbarten Teile Deutschlands in die Besprechung einzubeziehen.

II. Abschnitt.

Das südliche Urgebirge.

Ältere Forschungen. — Allgemeine Bemerkungen über kristallinische Schiefergesteine. (Anogene und katogene Metamorphose, Orthogneise und Paragneise.) — Das Donau-Moldaugebiet, Orthogneise und Granulite. — Niederösterreichisches und mährisches Gebiet, die Zone der Schiefergneise und Glimmerschiefer am Ostrande des Donau-Moldaugebietes und die Zone der Graphite. — Gebiet der oberen Moldau. — Der Böhmerwald und das bayrische Grenzgebirge. — Gebiet der mittleren Moldau bis zum Eisengebirge. — Granitstöcke. — Ganggesteine. — Alter der Granitstöcke. — Basische Stöcke. — Der Bau des Donau-Moldaugebietes.

Ältere Forschungen.

Wiederholte, lang andauernde Abtragung hat in dem alten Horste der böhmischen Masse die kristallinisch-schiefrigen und die massigen Felsarten bloßgelegt, welche, als die tiefste bekannte Unterlage des Schichtsystems, als sogenanntes „Grundgebirge“ auf der ganzen Erde annähernd denselben

Charakter zeigen. Sie bilden die höchsten Aufragungen der nördlichen und südlichen Umrandung und liegen ebenso auf weite Strecken in den Tiefen und Ausläufern der Masse zu Tage. Vor allem aber breiten sie sich, abgesehen von einigen tertiären Denudationsresten, unverhüllt über den ganzen Süden der Masse aus. Sie umfassen das böhmisch-mährische Hochland, den Norden von Ober- und Niederösterreich, an mehreren Punkten übergreifend über die Donau, dann das ganze Gebiet der oberen Moldau und die böhmisch-bayrischen Grenzgebirge. Mit den Grenzen gegen die Kreide im Norden, gegen die Bruchlinien im Südwesten und gegen das Tertiär im Süden und Südosten, ferner mit der fast geradlinigen Granitgrenze gegen das mittelböhmische Urschiefergebiet von Böhmisch-Brod bis Klattau, nehmen sie ein schief rautenförmiges Gebiet ein, das aber im nördlichen Böhmerwalde einen Anhang besitzt und sich mit gleichbleibendem Gesteinscharakter über die Tiefenlinie der Wondreb bei Waldsaßen hinaus bis ins Fichtelgebirge fortsetzt.

Verschiedene Umstände erschweren die Schilderung dieses Gebietes. Zwar gehört es zu den schönsten Erfolgen der neueren Naturforschung, daß es ihr gelungen ist, nun auch einiges Licht zu bringen in die Frage nach der Entstehung jener Gesteinsbildungen, die unter Verhältnissen entstanden sind, welche so völlig verschieden sind von den uns durch unmittelbare Beobachtung zugänglichen, und welche nur durch besondere Untersuchungsmethoden und Herbeiziehung mancher Erfahrungen aus chemischen und physikalischen Gebieten erschlossen werden können. Die kristallinischen Schiefergesteine waren ja seit Hutton und Werner, d. i. seit den ersten Anfängen der wissenschaftlichen Geologie, ein Tummelplatz der verschiedenartigsten Theorien gewesen, welche sämtlich bestrebt waren, den anscheinenden Widerspruch aufzuklären zwischen der holokristallinen mineralogischen Zusammensetzung, die jener der Eruptivgesteine verwandt ist, und der Parallelstruktur, die man nur als Folge eines chemischen oder mechanischen Absatzes zu verstehen vermochte. Nun wird wohl ziemlich allgemein anerkannt, daß die Parallelstruktur der kristallinischen Schiefer nicht mit der von Schichtgesteinen unmittelbar zu vergleichen ist und daß Massengesteine und Sedimente zugleich mit der Umbildung der mineralogischen Bestandteile durch eine unter Druck und erhöhter Temperatur vor sich gegangene Metamorphose ein gleichartiges äußeres Gepräge erhalten haben, daß das Grundgebirge auf der ganzen Erde die weitgehendsten Lagerungsstörungen erlitten hat und das, was nun als konkordante Überlagerung erscheint, durchaus nicht maßgebend sein muß für die Altersverhältnisse der einzelnen Glieder.

Die erste übersichtliche Aufnahme des weiten südböhmischen Gebietes stammt aber aus Zeiten, in welchen man ohne einheitliche Auffassung, noch nicht geleitet durch bestimmte Vorstellungen, nur tastend versuchte, eine grobe Gliederung in den mannigfachen Wechsel der reichen Gesteinsserie zu bringen. Die Methoden der mikroskopischen und optischen Gesteinsuntersuchung, auf

welchen ja in erster Linie die Fortschritte der modernen Petrographie beruhen, waren damals von Sorby eben erst in Angriff genommen worden und hatten noch nicht allgemeine Verbreitung erlangt.

Anfangs der Fünfzigerjahre, gleich nach der Gründung der geologischen Reichsanstalt, wurde die Aufnahme der kristallinischen Gebiete nördlich der Donau begonnen.[1] Lipold und Prinzinger hatten die Aufgabe, eine Übersicht des niederösterreichischen und oberösterreichischen Anteiles zu liefern, schon im Verlaufe eines Sommers mit großem Eifer erledigt. Ein Teil des Gebietes, die Umgebung von Horn und Krems, war bereits früher von Cžjžek aufgenommen worden, einem vortrefflichen und höchst gewissenhaften Beobachter, durch dessen Fleiß auch die Berge südlich der Donau bei St. Pölten eine kartographische Darstellung erfahren haben, die bewunderungswert ist in Bezug auf die Genauigkeit der Einzelheiten. Die oberösterreichischen Granitgebiete zugleich mit den angrenzenden Teilen Böhmens sind später (1853) von Peters noch einmal durchforscht worden.

1853 wurden auch bereits die Aufnahmen im südlichen Böhmen von mehreren Hilfsgeologen unter Cžjžeks Leitung in Angriff genommen. Diesen Arbeiten verdanken wir vor allem Ferdinand v. Hochstetters übersichtliche und gedankenklare Studien aus dem Böhmerwalde sowie die Schilderungen des südlichen Böhmens, der weiteren Umgebungen von Budweis, Pisek und Bergreichenstein durch die sorgsamen Beobachter Jokély, Zepharovich und Lidl. Zu gleicher Zeit hatten Foetterle und Wolf im Auftrage des geognostischen Wernervereines in Brünn das ganze westliche Mähren in wenigen Sommern aufgenommen.[2]

Erst etwas später, nach erfolgter Aufnahme des mittelböhmischen Paläozoicums wurden die nördlichen und östlichen Teile des böhmischen Urgebirges von Stur und Andrian durchforscht.

Auch die Aufnahmen im benachbarten bayrischen Anteil des südlichen Urgebirges stammen bereits aus alter Zeit; sie wurden unter Gümbels Leitung ungefähr gleichzeitig mit den Arbeiten im benachbarten böhmischen Gebiete vorgenommen, jedoch in größerem Maßstabe und mit einem bedeutenderen Aufwande von Arbeitskräften. Die im Jahre 1868 erschienene geognostische Beschreibung des ostbayrischen Grenzgebirges, enthielt den ersten auf einer bestimmten theoretischen Voraussetzung beruhenden Versuch, eine stratigraphische Gliederung in die alten Gneismassen zu bringen.

Gümbel[3]) dachte sich nicht nur die Glimmerschiefer und Gneise, sondern auch die Lagergranite direkt durch Sedimentation entstanden; ohne eine spätere Metamorphose erlitten zu haben, sollten diese Absätze durch einen als „Diagenese“ bezeichneten Vorgang aus einem ursprünglich magmen-

[1]) Die betreffenden Arbeiten sind in den älteren Jahrgängen des Jahrbuches der k. k. geologischen Reichsanstalt enthalten.

[2]) Jahresbericht des Wernervereines, Brünn 1856.

[3]) C. W. Gümbel. Geognostische Beschreibung des ostbayrischen Grenzgebirges. Gotha, 1868.

artigen Zustande in den kristallinischen übergegangen sein. Er unterschied zwei Hauptstufen oder Stockwerke im Urgebirgssysteme des böhmisch-bayrischen Grenzgebirges: zunächst die obere, herzynische Gneisstufe. Sie umfaßt bei weitem den größten Teil des Gebietes und besteht aus glimmerreichen Biotitgneisen von wechselnder Textur, sogenannten Schuppengneisen und Perlgneisen, und auf weite Strecken nehmen cordierit(dichroit)führende Gneise sehr überhand; sowohl am Fuße des künischen Gebirges bei Eisenstein als auch weiter im Norden gegen das Fichtelgebirge bei Tirschenreuth gehen sie allmählich in die hangenden Glimmerschiefer über. Die herzynischen Gneise sind ausgezeichnet durch Einlagerungen von Amphibolit, Granulit, Serpentin, kristallinischem Kalk und Graphitschiefer.

Im Gegensatze hiezu besteht das untere, das bojische Gneisstockwerk Gümbels aus ziemlich einförmigen Gesteinsmassen ohne solche Einlagerungen. Es sind die sogenannten bunten Gneise mit häufigen Übergängen in granitische Modifikationen und Einschaltungen von Lagergranititen. Sie umfassen zwei weniger ausgedehnte Gebiete am äußersten Südwestrande des Massivs und aus dem allgemeinen Einfallen dieser Gneise gegen Nordost, d. i. gegen das Innere des Gebirges, wurde auf ihr höheres Alter geschlossen. Das erste der beiden Gebiete umfaßt den Urgebirgsvorsprung zwischen Cham, Naaburg und Hirschau unmittelbar nördlich von der großen Amberger Verwerfung. Das zweite bildet einen ziemlich schmalen Streifen am Urgebirgsrande längs der Donau vom Aschatale bei Straubing bis Hofkirchen bei Vilshofen; hier wird der bunte Gneis fast verdrängt durch die Zwischenlagen eines mittelkörnigen Gneises mit dunkelgrünem Glimmermineral, dem sogenannten Winzergneis, der wieder an vielen Stellen in den Winzergranit übergeht und sich auch weit über das bojische Gebiet hinaus bis über Donaustauf jenseits der Walhalla erstreckt.

Die Gümbelsche Einteilung hat nur ganz örtliche Bedeutung und kann gewiß nicht einmal für die Gneise in anderen Teilen der böhmischen Masse in Anwendung gebracht werden. Die Übergänge zwischen den bunten Gneisen und Graniten und deren inniger Zusammenhang in Bezug auf den Mineralbestand, den Kalkowsky[1]) nachgewiesen hat, dürfte heute wohl von der Mehrzahl der Forscher dahin ausgelegt werden, daß die bunten Gneise einschließlich der Lagergranite als einzige Erstarrungsmasse von wechselnder Textur zu betrachten seien; die Winzergranite und Winzergneise können auch kaum anders gedeutet werden.

Gar manche kleinere Lokalbeschreibungen sowie petrographische und mineralogische Notizen aus diesen Urgebirgsgebieten sind in späterer Zeit erschienen. Besondere Erwähnung verdienen Beckes[2]) Beschreibungen der

---

[1]) E. Kalkowsky. Über Gneis und Granit des bojischen Gneisstockwerkes im Oberpfälzer Waldgebirge. Neues Jahrb. f. Mineralogie, Stuttgart, Jahrg. 1880, Bd. XXIX.

[2]) F. Becke. Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Bd. IV. N. F. Wien, 1882, S. 189—264 u. 285—408.

kristallinischen Schiefer und der Eruptivgesteine aus dem niederösterreichischen Waldviertel als die ersten auf modern wissenschaftlicher Grundlage beruhenden Studien, welche das südliche Urgebirge der böhmischen Masse betreffen.[1])

Beckes Untersuchungen in der Gegend von Krems, Horn und Gföhl ergaben die Unterscheidung von drei wohlcharakterisierten Gneisstufen. Die anscheinend höchste Stufe nehmen die von Becke als zentrale Gneise bezeichneten Gesteine der Umgebung von Gföhl ein; es sind klein- bis mittelkörnige Gneise, nicht reich an Biotit, mit kurzflaseriger oft auch richtungslos-körniger und feinkörnig granitischen Textur; bezeichnend sind die mikroperthitischen Feldspate, vorwiegend Orthoklase, und als akzessorische Bestandteile die selten fehlenden rotbraunen Pünktchen von Granaten in den zart gefleckten, grauweißen Gesteinsmassen; ferner wird ein kurzsichtiges Auge selten die Lupe benötigen, um die zart streifigen weißen Flecken von Fibrolith auf dem wenig ausgeprägten Hauptbruche wahrzunehmen; bezeichnend ist ferner noch der Übergang dieser Gesteine in Granulitgneise durch Zurücktreten des Glimmers und Zunahme der plattigen Schieferung.

Diese an amphibolitischen Einlagerungen relativ arme Serie wird unterteuft von den Gesteinen der mittleren Stufe, welche in einem breiten Bogen von Fuglau über Rosenburg dem Kamptale folgend bis Krems an der Donau das Gebiet der Gföhler Gneise umschließen. Hier erscheinen grobschuppige oder grobflaserige, oft zweiglimmerige Gneise, sehr wechselnd im Korne und namentlich gegen Osten in grobschuppige Gneisglimmerschiefer übergehend. Granat fehlt selten und auch Fibrolithgneise werden häufig angetroffen. Verschiedenartige Hornblende- und Augitgesteine, Serpentine, ferner Granulite und schmälere Streifen von Gesteinen, welche denen der oberen Gneisstufen gleichen, sowie auch beschränktere Vorkommnisse von kristallinischen Kalken bilden die Einschaltungen in dieser mannigfachen Serie, welche als die Gruppe der Schiefergneise zusammengefaßt wurde.

Noch weiter im Osten erscheinen jenseits eines Zuges von Glimmerschiefern im Gebiete des Manhartsberges plattig schieferige Augengneise, reich an weißem Glimmer; ihr gleichförmig westliches Einfallen läßt auf noch tiefere Lagerung im System schließen. Wie sich später zeigen wird, ist die Grenze zwischen den Schiefergneisen und diesen Liegendgneisen eine der wichtigsten tektonischen Grenzlinien im kristallinischen Gebiete des Ostrandes.

Allgemeine Bemerkungen über kristallinische Schiefergesteine. (Anogene und katogene Metamorphose, Orthogneise und Paragneise.)

Die folgende längere Abschweifung auf theoretisches Gebiet möge der Leser entschuldigen; sie soll die Gesichtspunkte klarlegen, welche den

[1]) Ich verweise bei dieser Gelegenheit auf zahlreiche kleinere, das böhmische und mährische Urgebirge betreffende Schriften petrographischen und mineralogischen Inhaltes von Barvíř, Slavík, Sileňský, Daněk u. a. in den neueren Jahrgängen der Sitzungsberichte der böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften.

Verfasser bei der Betrachtung und Einteilung der einzelnen Urgebirgsgebiete und Gesteinsgruppen geleitet haben.

Gewiß entspricht die von Gümbel nachgewiesene konkordante Überlagerung von Phyllit über Glimmerschiefer und von diesem über Gneis einer allgemeinen, in allen ausgedehnteren Urgebirgsdistrikten der Erde bestätigten Erfahrung. Jedoch kommt in diesem regelmäßigen Wechsel der Beschaffenheit und der Mineralausbildung nicht eine Funktion des Alters zum Ausdruck, sondern es spiegelt sich darin die verschiedene Art der Metamorphose, welche die Gesteine in verschiedenen Tiefenlagen der Erdkruste erlitten haben. In den höheren Lagen, in welchen der durch Gebirgsdruck erzeugten Bewegung ein größerer Spielraum gewährt wird, kommt das dynamische Moment bei der Umwandlung der Gesteine in höherem Grade zur Geltung. Sie äußert sich zunächst in der Zertrümmerung, Verbiegung und Streckung der ursprünglichen Gesteinsbestandteile und deren Wiederverkittung durch neugebildete Substanzen. Die hiebei vor sich gehenden chemischen Vorgänge sind der durch die Tagwässer bewirkten Verwitterung verwandt, was besonders durch den Zerfall des Orthoklases in Quarz und Kaliglimmer, meistens in der sericitischen Modifikation, zum Ausdrucke gelangt. Die Umwandlung strebt danach, die spezifisch schwereren Salze auszubilden, welche auf geringerem Raume eine größere Anzahl von Atomen vereinigen,[1]) z. B. Amphibol entsteht aus Pyroxen. Als Mineralien, welche dieser höheren Region der phyllitartigen Umwandlung angehören, sind besonders zu nennen: Epidot, Zoisit, Sprödglimmer, Talk und Chlorit, von denen letzterer als Vertreter des in den tieferen Regionen so ungemein verbreiteten Magnesiaglimmers gelten kann.

Für die Neubildung der Mineralien in den tieferen Umwandlungszonen sind nicht mehr die Volumverhältnisse maßgebend. Es scheinen an ihre Stelle die thermischen Verhältnisse zu treten; es herrscht ein anderer chemischer Gleichgewichtszustand und es kommen in erster Linie die wärmebeständigeren Salze zur Ausbildung, wodurch eine Annäherung des Mineralbestandes an den der Tiefengesteine, d. i. der Granitstöcke, zu stande kommt. So erscheinen z. B. an der Stelle von Albit, Zoisit, Muskowit und Quarz der höheren Regionen in den tieferen Gneisen Labrador und Orthoklas. Besonders bezeichnend ist die Häufigkeit des dunkeln Glimmers, während der weiße Glimmer in den tiefsten Gneisen sowie in den echten Granuliten vollkommen fehlt oder höchstens als ein sekundäres Produkt auftritt. Eine Reihe von Mineralien, wie Granat, Turmalin, Amphibol, Disthen, kann in gleicher Verbreitung in allen Zonen der kristallinischen Schiefer vorkommen.

Was die strukturelle Ausbildung der Glimmerschiefer und der tieferen Gneise betrifft, so ist dieselbe den Gesteinen ebenso durch dynamische Vorgänge oder durch die Wirkung des Gebirgsdruckes aufgeprägt wie in den

[1]) H. Rosenbusch. Elemente der Gesteinslehre, S. 452. F. Becke. Beziehungen zwischen Dynamometamorphose und Molekularvolumen. Anzeiger d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, math.-nat. Kl., 23. Jänner 1896.

höheren Lagen, dennoch fehlen die mechanischen Deformationen der Bestandteile; auch die für die Phyllite so charakteristische zarte Fältelung der Glimmermineralien ist verschwunden. Die Gesteinsmasse hat durch molekulare Umlagerung des gesamten stofflichen Bestandes, d. i. durch vollkommene Umkristallisation und Neubildung, unter Mitwirkung der Wärme in den tieferen Erdschichten der Pressung nachgegeben und die letztere hat richtend auf die Lage der Bestandteile gewirkt. Die kristallinische Ausbildung der Mineralien ist in der Regel vollkommener als in der rein dynamischen Region. Durch die annähernd gleichsinnige Lagerung und streifenweise Anordnung der lichteren und dunkeln Bestandteile kommt allein die Parallelstruktur zu stande.

Die hier unterschiedenen beiden Formen oder Facies der Metamorphose decken sich nahezu vollständig mit den von Milch als dynamische und statische Metamorphose bezeichneten Arten der Gesteinsumwandlung; bei der ersteren soll der Bewegungsfaktor, bei der letzteren die Temperatur bei ruhiger Lagerung der Gesteine die Hauptrolle gespielt haben.

In dem kristallinischen Gebiete der schlesischen Sudeten hat Becke für die beiden Formen der Metamorphose die Namen der anogenen und der katogenen Dynamometamorphose verwendet, die erstere spielt sich näher der Oberfläche ab und ist durch die Minerale Chlorit, Sericit und Epidot bezeichnet.[1]) Bei der letzteren herrscht brauner Glimmer, die Gesteine haben weniger durch Deformation als durch Umkristallisation der Druckwirkung nachgegeben. Die Unterscheidungen Beckes sollen hier Verwendung finden, indem innerhalb des südlichen Urgebirges der böhmischen Masse ein Gebiet vorwiegend katogen metamorpher und ein Gebiet vorwiegend anogen metamorpher kristallinischer Schiefergesteine unterschieden werden. Jedoch muß ich bemerken, daß die Begriffe in ihrer Anwendung an dieser Stelle eine kleine Verschiebung erfahren, indem einerseits der größte Teil der Gneise in diesem Gebiete in noch weit höherem Grade katogen metamorph ist als die Gesteine im Altvatergebirge, für welche Becke diese Bezeichnung angewendet hat, und anderseits gewisse Gneise, welche ich noch zu dem Gebiete der anogen metamorphen Gesteine zu stellen genötigt bin, nicht mehr rein diesen Typus darstellen, sondern sich bereits denjenigen nähern, welche Becke zu den katogenen rechnet (Kepernikgneis). Es erscheint die Grenze beider Begriffe hier etwas mehr gegen die Tiefe verschoben, sie ist an diejenige Stelle verlegt, an der sich der Gegensatz zwischen beiden tektonisch getrennten Gneistypen am stärksten ausprägt, und insofern dürfte die Verlegung für die hier besprochenen Gebiete auch in der Natur begründet sein.

---

[1]) F. Becke. Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinischen Schiefer des hohen Gesenkes; Sitzungsber. d. k. Akad .d. Wissensch., math.-nat. Kl. Wien, 1892, Bd. CL., Abteil. 1. Die Unterscheidung einer anogenen und einer katogenen Metamorphose hat natürlich nichts zu tun mit der einer älteren Systematik angehörigen Unterscheidung von anogenen und katogenen Gesteinen.

Der Übergang von Phyllit zum Glimmerschiefer, d. i. von anogen metamorphen zu katogen metamorphen Gesteinen, ist, wenn er sich auch oft in recht kurzen Strecken vollzieht, doch in der Regel ein ganz allmählicher. Meistens läßt sich auch zwischen den Glimmerschiefern und den liegenden Gneisen nur schwer oder kaum eine sichere Grenze ziehen; neben allmählicher Abnahme der Glimmerschuppen stellen sich wiederholte Wechsellagerungen von sehr wechselnd mächtigen Bänken beider Gesteine ein, bevor der Gneis zur Alleinherrschaft gelangt. Dieser Wechsel dürfte zumeist durch die Wechsellagerung ursprünglich verschiedener Gesteinsmassen veranlaßt sein.

Wo feldspatreichere Gesteine der reinen anogenen Metamorphose anheimfallen, entstehen Sericitgneise. Hieher gehören auch die noch ausführlicher unter den Gesamtnamen der Bittescher Gneise zu beschreibenden Augengneise, welche von Kunstadt über Tischnowitz und Groß-Bittesch in Mähren, ferner von Mährisch-Kromau südwärts bis in die Gegend von Eggenburg größere Gebiete nahe dem Urgebirgsrande einnehmen und mit Phylliten innig vergesellschaftet sind. Nirgends wird man echte Phyllite mit Gneisen vom Gföhler-Typus (Beckes zentrale Gneise) oder mit Granuliten wechsellagern sehen.

Die erste Frage beim Versuche einer Gliederung der archäischen Masse geht dahin, ob man es im einzelnen Falle mit einem ehemaligen Eruptivgestein oder mit einem Sedimente zu tun hat. Bei nur anogen metamorphen Gesteinen werden oft noch Reste einer ursprünglichen Struktur zu einem Aufschlusse verhelfen, oft mögen noch deutliche Spuren einer ehemaligen klastischen oder porphyrischen Struktur in einzelnen Lagen aufgefunden werden. Bedeutend schwieriger wird der Fall aber, wenn der gesamte Mineralbestand eine völlige Umkristallisation erfahren hat, wie in den Gneisen der tieferen Regionen, deren Mineralausbildung nahe Verwandtschaft zeigt mit der der Granite. Hier können die Verbandverhältnisse oder innige Wechsellagerungen mit Substanzen, die für zoogen gelten müssen, wie Züge von kristallinischem Kalke oder streifige Anreicherungen von Graphiten, maßgebend werden für die Beurteilung, ob man es mit aus Sedimenten hervorgegangenen Produkten, sogenannten Paragneisen, oder mit umgewandelten Eruptivgesteinen, sogenannten Orthogneisen, zu tun hat.[1]) In erster Linie muß aber hier die chemische Konstitution zu Rate gezogen werden. Die Mengenverhältnisse der einzelnen Stoffe in den eruptiven Magmen bewegen sich innerhalb gewisser Grenzen und Verhältnisse, die auch durch eine völlige Neubildung des Mineralbestandes nicht geändert werden können. Für die Sedimente, welche aus dem Detritus verschiedener Gesteine zusammengetragen sind, gelten natürlich solche Gesetze nicht; einzelne Stoffe, besonders das Natron unter den Alkalien, gehen während des Zerstörungsprozesses durch die Atmosphärilien in Lösung und für das Sediment verloren, während die unlösliche Tonerde in den Absätzen eine Anreicherung erfährt, die sich häufig in der Analyse von Paragneisen wiederfindet. Ein

[1]) H. Rosenbusch. Elemente der Gesteinslehre, S. 467.

unverhältnismäßiger Überschuß von Kieselsäure oder von Kalk und Magnesia ist in manchen Paragneisen ebenfalls leicht erklärlich. So können sich chemische Zusammensetzungen in einzelnen Gneisen ergeben, welche ganz denjenigen von Tonschiefern, Sandsteinen oder kalkigen und mergeligen Tonen entsprechen. Es ist jedoch klar, daß die Entscheidung in vielen Fällen unsicher sein wird; dann können vielleicht noch die Verbandverhältnisse einen Anhaltspunkt zur Deutung bilden.

Bei Erwägung des Umstandes, daß der größte Teil der Literatur über das hier besprochene Gebiet bereits einer vergangenen und wohl schon überwundenen Epoche geologischer Forschung angehört, wird es klar, daß die folgenden Auseinandersetzungen nur als ein vorläufiger tastender Versuch gelten können, einige Gliederung und Übersicht nach den eben auseinander gesetzten Gesichtspunkten in die kristallinischen Gesteine im Süden der böhmischen Masse zu bringen.

Zunächst will ich eine am Ostrande des südlichen Urgebirges liegende Zone abgrenzen und für spätere Betrachtung aufbewahren. Sie umfaßt einen breiten Landstreifen von etwa 140 *km* Länge, der sich aus der Gegend von Swojanow bei Bistrau in Böhmen mit einer kurzen Unterbrechung zwischen Oslawan und Mährisch-Kromau bis zum Manhartsberge bei Krems in Niederösterreich erstreckt und mit unregelmäßig gewundener Grenze in Mähren bis Groß-Bittesch und Namiest westlich von Brünn und in Niederösterreich bis über Geras und Pernegg nördlich von Horn ins Urgebirge eingreift. (S. die Übersichtskarte.) Dieses zweigeteilte Gebiet soll als die moravische Zone und die Hauptmasse des Urgebirges als das Donau-Moldaugebiet bezeichnet werden. In ersterem Gebiete herrschen vorwiegend anogen metamorphe, in letzterem vorwiegend katogen metamorphe Gesteinstypen; die beiden Ausdrücke sind aber, wie bereits bemerkt, hier im gegensätzlichen und nicht im absoluten Sinne gebraucht. Die spätere Beschreibung wird die auf zahlreiche Eigentümlichkeiten gegründete Unterscheidung der beiden Regionen klarmachen.

Das Donau-Moldaugebiet, Orthogneise und Granulite.

In dem weiten Gebiete von den Bergen bei St. Pölten an durch das ganze südliche Böhmen, im größten Teile des böhmisch-mährischen Hochlandes, im bayrischen Walde und im Böhmerwalde sind Gesteine von anogenem Typus und mit den Merkmalen der Metamorphose in tieferen Regionen der Erdrinde weitaus vorherrschend. Eine Ausnahme scheinen nur gewisse Muskowitgneise in der Umgebung von Tabor zu bilden und vielleicht auch sonstige untergeordnete Einlagerungen. Überhaupt scheint das Gneisgebiet nördlich von Tabor zwischen dem großen mittelböhmischen Granitstocke im Westen und dem böhmisch-mährischen Granitzuge sowie dem Granitstocke von Humpoletz bei Deutsch-Brod im Osten etwas verschieden zu sein von den südlichen Gebieten.

Als Orthogneise müssen zunächst die größeren Granulitmassen gelten. Ihre Gesteine sind größtenteils dieselben wie in dem oft beschriebenen sächsischen Granulitgebirge, das schon wiederholt als eruptiver Aufbruch zwischen alten Schiefergesteinen aufgefaßt worden ist. Der gleiche Mineralbestand, nämlich Orthoklas und Quarz, neben akzessorischem Plagioklas Granat, Biotit und Disthen, weist auf eine gleiche chemische Zusammensetzung wie die der sächsischen Vorkommnisse hin, welche der eines sauren granitischen Magmas entspricht. Die Auffassung wird bestätigt durch das Auftreten dieser Gesteine in größeren Körpern, deren Umrisse augenscheinlichen Einfluß ausüben auf den Verlauf der umgebenden Gesteinszüge. Von fremden Gesteinsmassen finden sich innerhalb der Granitgebiete auffallenderweise nur Serpentinstöcke. Insbesondere werden die in manchen Gneisen so häufigen Kalke, Kalksilikatfelse und Graphite in den Granuliten niemals angetroffen. Den Granuliten nahe verwandt und mit ihnen durch Übergänge verbunden sind die Gneise vom Gföhler Typus, welche Becke aus dem niederösterreichischen Waldviertel beschrieben hat; sie enthalten mehr Biotit als diese, häufig auch Granat oder Fibrolith; die Textur ist allen Schwankungen unterworfen, von der streifig flaserigen bis zur regellos körnigen; häufig würde man die Handstücke dieser Gesteine oder auch größere anstehende Aufbrüche derselben für mittelkörnige, glimmerarme Granitite erklären. Auch diese Gesteine bilden stellenweise größere, einförmige Strecken, in denen fremde Einlagerungen sich nur spärlich finden oder fehlen. Die zusammenhängenden Gebiete dieser Gneise, wie z. B. das Gebiet von Gföhl am Plateau des niederösterreichischen Waldviertels zwischen den Tälern des Kamp und der Krems und das Gebiet an der oberen Rokitna zwischen Biskupitz und Ober-Kaunitz südlich von Hrottowitz und nördlich von Jaispitz in Mähren, sondern sich jedoch, wie es scheint, weniger scharf von den umgebenden Gesteinen; sie gehen in unbestimmter Weise in glimmerreichere Gneise über. Die Umrahmung scheint etwas weniger scharf ausgeprägt und hie und da greifen sogar einzelne Amphibolitstreifen in diese Gneise ein.

Die allgemeine Faltung und Umkristallisation hat gewiß Para- und Orthogneise an vielen Stellen innig verquickt, granitische oder geschieferte Textur dürfte wenig maßgebend sein für den ursprünglichen Zustand des Gesteines, und nicht selten wird man Lager von Kalksilikathornfels oder selbst von Marmor in richtungslos körnigen Gneis eingeschlossen finden.

Niederösterreichisches und mährisches Gebiet. Die Zone der Schiefergneise und Glimmerschiefer am Ostrande des Donau-Moldaugebietes und die Zone der Graphite.

Das Vorhandensein einer Schichtfolge von umgewandelten Sedimenten in den Gneisen, welche die größeren Kerne von Granulit und Gföhlergneis umschließen, macht sich in erster Linie bemerkbar durch die fast allenthalben verbreiteten längeren oder kürzeren Züge von kristallinischen Kalken und von graphitführenden Zonen. Die Gneise, welche diese

Einlagerungen führen, sind zumeist glimmerreich oder wechseln mit Glimmerschiefern. Oft deutet ein sehr reichlicher Gehalt an Sillimanit oder Cordierit auf einen besonders hohen Tonerdegehalt und läßt ebenfalls so indirekt auf einen Paragneis schließen. Schmälere, linsenförmige Streifen von Granulit, Granulitgneis und glimmerärmeren Gneisen finden sich jedoch an zahlreichen Punkten in diesen Zonen. Dazu kommen noch die oft recht häufigen, oft völlig überwiegenden, weit verfolgbaren Streifen von sehr verschiedenartigen Hornblendegesteinen, deren Deutung in den einzelnen Fällen noch einer Lösung harrt. Zum Teil mögen sie umgewandelte Ergüsse oder Tuffe basischer Gesteine, zum Teil auch basische Ausscheidungen der ursprünglichen meist in Gneise oder Granulite verwandelten granitischen Magmen darstellen. Ein weiterer Teil steht aber höchstwahrscheinlich mit Zügen kalkiger oder dolomitischer Gesteine in genetischem Zusammenhange.

Während die von Becke im niederösterreichischen Waldviertel als obere Gneisstufe beschriebenen Gesteine die am besten studierten Vertreter der Gföhler Gneise sind, stellt seine mittlere Gneisstufe, die sogenannten Schiefergneise, das am vollkommensten bekannte Beispiel dieser aus einer innigen Verbindung von Ortho- und Paragneisen bestehenden Serie dar. Sie unterteuft hier mit westlichem Einfallen und nordsüdlichem Streichen die zusammenhängende Masse der Orthogneise. Zu ihren besonderen Merkmalen gehört die Mannigfaltigkeit der Gesteine in Bezug auf Textur und Mengenverhältnisse des Mineralbestandes. Das Überwiegen von Glimmer und Plagioklas im Vergleiche mit den Gföhler Gneisen erklärt sich leicht. Daneben finden sich häufig Fibrolithgneise, Zweiglimmergneise und Übergänge in Glimmerschiefer. Die letzteren nehmen gegen Osten immer mehr zu und zuletzt, in der Gegend von Dreieichen bei Horn und bei Langenlois, an der Grenze gegen die sogenannte untere Gneisstufe, werden granat-, staurolith- und selbst cyanitführende Glimmerschiefer das herrschende Gestein.

In den Schiefergneisen des Waldviertels sind Graphite und Kalke zwar an vielen Stellen vorhanden, aber doch nicht so reichlich als sonst in den Gneisen ähnlicher Ausbildung. Die Kalke finden, namentlich in hangenderen Gneisgliedern der Stufe (Umgebung von Dürnstein an der Donau) eine Vertretung in Form von Kalksilikatfels und Augitgneis.

Zwischen Gars und Horn schwenkt das Streichen der Schiefergneise aus der Südnordrichtung gegen Nordwest und folgt dem Rande des moravischen Gneisgebietes. Der östliche Randstreifen von Glimmerschiefer verschwindet bis auf wenige Aufschlüsse (bei St. Bernhard) unter dem Miocän der Horner Bucht. In der Gegend von Fuglau und Neupölla trifft der Ostflügel die Schiefergneise auf dem Westflügel, welcher hier ostfallend die Gneise von Gföhl unterteuft. Nach Czjžeks[1]) sehr genauer Darstellung vollzieht sich der Anschluß in der Weise, daß die von Südost her streichenden

[1]) Czjžek. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und Manhartsberg. Blgbd. z. VII. Bde. d. Sitzungsber. der math.-nat. Kl. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, 1853.

Gesteinszüge des Ostflügels in spitzem Winkel an die nordsüdstreichenden Gneiszüge des Westflügels herantreten und hier abbrechen, die letzteren streichen aber ungehindert gegen Norden fort (s. Karte). Es macht den Eindruck, wie wenn hier, in der Gegend von Altenpölla, eine nordsüdliche Störungslinie hindurchstreichen würde. Es bleibt deshalb zweifelhaft, ob sich Ost- und Westflügel vollkommen entsprechen und ob letzterer nicht eine neue zweite Serie von Sedimenten darstellt, denn auch die petrographische Ausbildung ist nicht die gleiche. Kalke und Graphite sind hier viel reichlicher und in länger anhaltenden Zügen entwickelt. Eine ausgesprochene Zone von echtem großschuppigem, zweiglimmerigem Glimmerschiefer wie bei Krems und Dreieichen findet sich auf der Westseite nicht wieder; hier liegen die Kalke in sehr glimmerreichen granat- oder auch stellenweise cordieritführenden Gneisen, die nur stellenweise in echte Glimmerschiefer übergehen (z. B. am Jauerling).

Diese glimmerreichen granat- und cordieritführenden Schuppengneise des Westflügels erscheinen bereits weit im Süden jenseits der Donau östlich von Melk, wo sie besonders in den waldigen Gehängen des tief eingeschnittenen Pielachtales gut aufgeschlossen sind. In Gesellschaft von mächtigen Amphibolitlagern und aplitischen Gneisen lehnen sie sich mit nordwestlichem Streichen und ziemlich steilem Südwestfallen an die Granulitberge des Dunkelsteiner Waldes zwischen Mautern und St. Pölten. Zwei Kalkzüge, welche sich im Streichen der glimmerreichen Gneise mehrere Kilometer weit verfolgen lassen, sind von Graphit begleitet und auch sonst sind bereits an verschiedenen Punkten Versuchsbauten auf Graphit getrieben worden.

In der Gegend von Melk ändert sich plötzlich die Streichrichtung in Ostwest mit Südfallen und am linken Donauufer bei Emmersdorf trifft man auf andere Gesteine, nämlich auf Granulitgneise. Hier zieht wahrscheinlich eine von Krems her streichende Verwerfung durch, mit welcher das Donautal streckenweise zusammenfällt. Auch am rechten Donauufer bei Schönbühel und Hengstberg bestanden ehemals Graphitgruben, aber die eigentliche graphitreiche Gneiszone beginnt erst nördlich der Donau zwischen Marbach und Aggsbach und läßt sich von hier, mit mancherlei Ausbiegungen um die eingelagerten Kerne von Granulit- und Gföhlergneis, weit nach Norden über Iglau und bis über die böhmische Grenze verfolgen. Die Graphitvorkommnisse von Libitz und Hranitz bei Chotěborz am Innenrande des Eisengebirges dürften noch dieser Zone angehören. Es würde zu weit führen, wollte man alle die Punkte aufzählen, an denen schon Schürfungen oder Baue auf Graphit unternommen worden sind. Nur das bekannteste und mächtigste Lager von Mühldorf bei Spitz soll hier erwähnt werden. Dort wurde ein 20 *m* mächtiges, steil (80°) ostfallendes Lager schon im Jahre 1827 in Angriff genommen und mit geringen Unterbrechungen bis heute ausgebeutet. Es konnte 4 *km* weit verfolgt werden. Sein Hangendes bildet ein Lager von kristallinischem Kalk, der stellenweise durch graphitische Beimengungen grau gefärbt ist.[1]) An vielen

[1]) E. Vergani. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1875. S. 313 u. 324.

anderen Stellen finden sich aber Graphite in Form längerer Bänder oder kleinerer Linsen und Schmitzen, unabhängig vom Kalkstein, im Gneis; in manchen Gegenden (Marbach, Lichtenau) entstehen förmliche Graphitgneise. In diese Zone graphitreicher Gneise ist zwischen Rastenfeld und Zwettl eine größere Granitpartie eingeschaltet. Bei Zwettl streicht zwischen diesen Graniten und dem Hauptstocke des österreichisch-böhmischen Grenzgebietes ein Streifen von cordierit- und graphitführenden Schiefergneisen hindurch. Das Stift Zwettl steht zum Teil auf chloritisch (Pinit) zersetzten Cordieritgneisen. Eine große Breite gewinnt diese Zone schuppiger, glimmerreicher Gneise mit Graphitlinsen in der Gegend von Waidhofen und von Drosendorf.

Soweit die bisherige Erfahrung reicht, nehmen im Norden der Zone die Cordieritgneise immer mehr an Verbreitung zu. Bei Mährisch-Budwitz, Jarmeritz und Startsch erscheinen glimmerreiche, cordieritführende Gneise, welche vollkommen den Cordieritgneisen des bayrischen Waldes gleichen; westlich von Startsch sind ihnen weitere Züge von Graphitgneis eingelagert; auch die Graphitvorkommnisse der Umgebung von Iglau liegen in Cordieritgneis und in der Gegend von Heroletz, Humpoletz und Deutsch-Brod gewinnen nach Katzer biotitreiche, zum Teil gneisartige, zum Teil richtungslos körnig struierte Cordieritgesteine große Verbreitung.[1])

Zwischen Trebitsch, Groß-Meseritsch und Polna liegt abermals ein großer Granitstock in den Gneisen; an der Nordostgrenze des Stockes läuft das Streichen dem nordwestlichen Verlaufe der Granite parallel, wie die zahlreichen dem Gneis eingelagerten Amphibolitzüge erkennen lassen; eine Umbiegung des Streichens gegen Nordost in der Gegend von Krzischanau scheint die nordwestlichen Ausläufer des Granitstockes in der Gegend von Groß-Bittesch zu begleiten. Bei Straschkau kehrt das Streichen in die Nordwestrichtung zurück, so einen vollständigen Bogen bildend. Im Innern dieses Bogens zwischen den Orten Radostin und Bobrau beschreibt ein linsenförmig umgrenzter Granulitzug dieselbe Biegung, die ihn zu beiden Seiten begleitenden glimmerreichen Gneise sind ebenfalls größtenteils cordieritführend. An manchen Stellen enthalten sie kleine Kalklinsen, dagegen wurden Graphite hier nicht beobachtet.

Es wurde oben erwähnt, daß die Zone der Glimmerschiefer und der großschuppigen Schiefergneise von Krems, Zöbing, Dreieichen und Horn in der Gegend von Neupölla verschwindet und gleichsam verdrängt wird durch das Heranrücken der graphitreichen Schuppengneise des Westflügels an die Grenze des moravischen Grenzgebietes. Wo die Grenze des moravischen Gebietes von Ludwigshofen gegen Geras und Frain nordöstlich verläuft, sind die Glimmerschiefer von Krems nicht vorhanden und der schiefwinklige Anschluß des Streichens der schuppigen Biotitgneise von Drosendorf zeigt deutlich, daß die Grenze eine tektonische Störungslinie darstellt. Erst bei Tief-Maispitz, Ruditz und Niklowitz nördlich von Znaim

[1]) Katzer. Beiträge zur Mineralogie Böhmens. Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt. Bd. XII, 1892, S. 416 u. Bd. XXI, 1894, S. 482.

erscheinen wieder muskovitreiche und granatführende, großschuppige Glimmerschiefer und Gneise in typischer Ausbildung nordoststreichend als Begleiter der moravischen Gneisgrenze. Der Zug wird mächtiger und deutlicher bei Rybnik und Dobelitz südlich von Mährisch-Kromau, endigt aber im Rokitnatale bei Kromau an dem Rotliegenden.

Nach einer kurzen Unterbrechung tauchen die Glimmerschiefer in mächtiger Entwicklung wieder auf im Orte Oslawan an der Rotliegendgrenze. Sie folgen hier abermals, begleitet von mehreren Marmorlagern, der gegen Nordwest bogenförmig verlaufenden moravischen Grenze, verlieren aber allmählich an Breite und sind bereits ganz verschwunden, bevor die Grenzlinie Namiest an der Oslawa erreicht hat. Im spitzen Winkel wird hier die Zone der Glimmerschiefer und Schiefergneise von einer Störungslinie, der Namiester Dislokation, abgeschnitten.

Nach einer neuerlichen Unterbrechung erscheint dieselbe Zone plötzlich wieder in sehr mächtiger Entwicklung bei Lauczka, westlich von Tischnowitz und begleitet von hier nordwärtsstreichend abermals die moravische Gneisgrenze. Sie enthält schmälere Granulitstreifen und nebst anderen Kalkvorkommnissen die mächtigen Marmorlager von Nedwietitz, unweit von der Burg Pernstein. Ihre größte Verbreitung gewinnen aber, nach den Aufnahmen von Rosiwal,[1] die Gesteine dieser Zone im östlichen Teile des Saarer Gebirges zwischen Neustadtl und Policzka. Von dem schmalen Glimmerschieferzuge, der die moravische Grenze nordwärts gegen Bistrau und Swojanow begleitet, schwenken die westlich anliegenden großschuppigen und flaserigen Zweiglimmergneise und Gneisglimmerschiefer, welche die Übergänge zu den inneren Biotitgneisen darstellen, in einer immer breiter werdenden Kurve allmählich ab in die Nordwestrichtung gegen das Eisengebirge. Nordwestlich von Bystritz, bei Frischau und bei Niemetzky, erscheint der Zug von Gneisglimmerschiefer verdoppelt, als die beiden Flügel einer nordweststreichenden Antiklinale. Bei Swratka schließen die beiden Flügel in einem gut verfolgbaren Bogen zusammen. Im Kern der Antiklinale tauchen rote oder weiße Zweiglimmergneise auf, welche ihrer petrographischen Ausbildung nach wohl auch der hier so sehr verbreiteten Zone der Schiefergneise zugerechnet werden müssen. Im beiderseitigen Hangenden der Antiklinale von Swratka, sowohl gegen Polička und Bistrau im Osten als auch gegen Wojnomjestetz und Neustadtl, tauchen graue, mittelkörnige Biotitgneise und Perlgneise mit stellenweisen Einlagerungen von weißen Gneisen und Granuliten auf. Erst diese Stufe vertritt allem Anscheine nach die höheren Glieder: die mittleren Gneise des Waldviertels. Einzelne Kalkzüge finden sich sowohl innerhalb dieser Gneise als auch innerhalb der Zone der Glimmerschiefer.

Nach Krejčis und Helmhackers Untersuchungen bricht das Gneisgebiet bei Hlinsko an einer Verwerfung plötzlich ab gegen die Phyllite des Eisengebirges. Aber noch im Eisengebirge selbst setzen sich die Zweiglimmer-

[1]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 240.

gneise und grauen Gneise des Saarer Gebirges fort als größere und kleinere Aufbrüche bis in die nordwestlichsten Ausläufer des Gebirges am Elbedurchbruch bei Elbeteinitz.[1])

Der breite Urgebirgsstreifen, welcher im Westen von dem Granitstocke der Donau-Moldauwasserscheide und im Osten von den moravischen Gebieten begrenzt wird und sich hauptsächlich über niederösterreichisches und mährisches Gebiet bis über Deutsch-Brod in Böhmen erstreckt, besteht demnach, soweit unsere gegenwärtigen Erfahrungen einen Überblick gestatten, aus folgenden unterscheidbaren aber durch Übergänge und Zwischenlagerungen innig verknüpften Gliedern: 1. Eine Zone von biotitreichen Schiefergneisen und Cordieritgneisen mit reichlichen Graphiten und kristallinischen Kalken. 2. Biotitärmere Gneise vom Typus der Gföhler Gneise und Granulite, welche als Orthogneise betrachtet werden. Als schmälere Züge und dünn ausgewalzte Linsen sind sie ungemein verbreitet in dem ganzen hier besprochenen Gebiete. Die wichtigsten größeren Kerne solcher Gesteine sind folgende: die Granulite und Granulitgneise bei Krumnußbaum und bei Emmersdorf zu beiden Seiten der Donau; das große wohlumgrenzte Granulitgebiet zwischen Mautern und St. Pölten, das Gneisgebiet von Gföhl, der Granulitgneis und das Granulitgebiet von Groß-Sieghardts und Blumau, das Gneisgebiet von Jaispitz, Ober-Kaunitz und Rauchowan in Mähren; dann die breiten Granulitzüge von Namiest in Mähren, in denen der Granulit als „Namiester Stein" seine erste petrographische Beschreibung erfahren hat, und ferner ein sehr scharf begrenzter ostweststreichender Granulitzug bei Borry, nördlich von Groß-Meseritsch. 3. Die Zone der Schiefergneise mit Glimmerschiefer, im Osten mit großschuppigen und flaserigen Gneisglimmerschiefern und Zweiglimmergneisen, welche durch Übergänge und durch Wechsellagerungen mit der westlichen Zone von Cordieritgneisen in Verbindung steht. Die Glimmerschiefer bilden am Ostrande des Gebietes einen mehrfach unterbrochenen Saum vom Wagram bei Fels östlich von Krems bis in das Eisengebirge und bis Elbeteinitz. Von den zahlreichen verstreuten Serpentin- und Eklogitstöcken in diesem Gneisgebiete wird später die Rede sein.

Gebiet der oberen Moldau.

In dem Berglande zwischen dem Granitkamme des Plöckensteins und dem Budweiser Becken finden wir eine annähernde Wiederholung des niederösterreichisch-mährischen Gebietes. Um die drei ausgezeichneten Granulitgebiete von Krumau, Prachatitz und Christianberg lagern sich allseitig glimmerreiche, schuppige oder schiefrige Gneise, ungemein reich an Einlagerungen von Amphiboliten, kristallinischen Kalken, Graphitgneisen und oft weithin verfolgbaren Lagern von Graphit und ebenso wie das östliche Gneisgebiet, an vielen Stellen durchbrochen von kleineren

[1]) A. Rosiwal. Der Elbedurchbruch durch das Nordwestende des Eisengebirges bei Elbeteinitz. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 151—177.

Granitstöcken und durchschwärmt von unzähligen Pegmatitgängen. Gegen Südost gehen die Gneise allmählich in die liegenden Glimmerschiefer über, welche von Rosenberg und Friedberg an der Moldau sich in einem zusammenhängenden Gebiete über Welleschin gegen Nordost bis an das Tertiär der Wittingauer Ebene ausdehnen.

Das Gneisgebiet, welches von dem Krumauer Granulit im Norden, von den Glimmerschiefern im Osten, und im Süden und Westen von den Graniten des St. Thomasgebirges und des Plöckensteiner Gebirges begrenzt wird, ist seit langem durch seinen Graphitreichtum bekannt. Die Graphite sind dem Streichen gemäß zwischen die Gneisschichten eingelagert, oft — aber nicht immer — in Verbindung mit den kristallinischen Kalken. Die Graphite bilden in der Regel eine rasch anschwellende und rasch auskeilende linsenförmige Masse, deren Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis zu 10 und 20 Metern anschwellen kann. Hochstetter hat versucht die einzelnen Graphitvorkommnisse nach dem Streichen der Gneise, denen sie eingelagert sind, zu verbinden und konnte so eine Reihe von Graphitlinien unterscheiden, welche mit mannigfachen Biegungen von der Moldau bei Ober-Plan und Eggetschlag sich bis an die Budweiser Ebene fortsetzen.[1]) In der Hauptgraphitlinie liegen die Gruben von Schwarzbach und Mugrau; hier wird die Ausbeutung auf einer Folge von einander überlagernden Flötzen bewerkstelligt. Die Schwarzbacher Lager streichen nordöstlich und fallen steil (60—70°) nordwest, das nordwestlichste Lager im Hangenden erreicht in der Tiefe an einzelnen Stellen eine Mächtigkeit von 26 *m*. Die Mächtigkeit der fast senkrecht stehenden Mugrauer Flötze schwankt zwischen noch bedeutenderen Grenzen und soll nach Bonnefoy[2]) ihr Maximum mit der enormen Breite von 50 *m* erreichen. Auch in der unmittelbaren Nähe von Krumau wird eine Graphitlinse ausgebeutet, welche mit einer fast gleichbleibenden Mächtigkeit von 16 *m* auf 300 *m* verfolgt werden kann.[3])

Die Gneise, welche die Granulitlinsen im Norden umsäumen und zwischen dieselben eingelagert sind, zeigen ähnliche Beschaffenheit, vielleicht werden sie im allgemeinen etwas grobflaseriger, in der Nähe des Granitstockes von Netolitz granitisch mit gröberem Korne. Graphite sind hier spärlicher, aber dennoch vorhanden, wie z. B. die erst seit kürzerer Zeit in Angriff genommenen Schürfe von Kollowitz bei Budweis bezeugen.[4])

Auch die Gneise im Gebiete von Pisek, Wolin, Bergreichenstein, Schüttenhofen und Planitz sind gewiß zum größten Teile Paragneise und den Gneisen des Krumauer Gebietes innigst verwandt. Sie zeigen einen

[1]) F. v. Hochstetter. Geognostische Studien aus dem Böhmerwalde I. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Bd. V, 1854, Heft 4, S. 1—6 f.

[2]) Bonnefoy. Gites de graphite de la Bohême méridionale. Annales des Mines. Paris 1897, pag. 157. C. Ernst. Die Graphitlager in Südböhmen. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1879, S. 256, 271, 298, 334.

[3]) Weinschenk. Sitzungsber. d. bayr. Akademie 1899, S. 530. — Zeitschr. f. praktische Geologie, Berlin 1897, S. 286 u. 290.

[4]) L. Tausch. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 182.

etwas größeren Wechsel in Bezug auf Textur und Mineralbestand, jedoch herrscht im Gestein nur der dunkle Glimmer. Über weite Strecken hin überwiegen feinkörnige, glimmerreiche, selbst in Gneisglimmerschiefer übergehende Gneise (Winterberg, Bergreichenstein, Schüttenhofen, Raby), oft vergesellschaftet mit sehr fibrolithreichen Gneisen (Groß-Zdikau). In dem alten Golddistrikte von Bergreichenstein sind die Gneise durch besonderen Quarzreichtum ausgezeichnet; an einzelnen Punkten ragen quarzitische Schiefer aus der Umgebung felsig empor (Welhartitz). An den Gehängen des durch einen Glimmerschieferzug gebildeten künischen Gebirges, nahe der bayrischen Grenze stellen sich namentlich bei Drosau recht glimmerreiche cordieritführende körnige Schuppengneise ein.

Es ist eine allgemeine Erscheinung im ganzen südlichen Urgebirge, daß die Gneise in der Nähe der Granitstöcke mit ziemlicher Beibehaltung des Mineralbestandes, wie z. B. mit Beibehaltung des Cordierites, allmählich eine richtungslos körnige Textur mit etwas gröberem Korn annehmen. Hiedurch entstehen Typen, welche innig verwandt sind mit Gümbels Körnel- und Perlgneisen.

Die Granite nehmen andererseits sowohl in der Masse, als besonders an den Rändern mittelkörnig schichtiges Gefüge an; porphyrische Feldspate verschwinden allmählich oder es treten wohlgeschichtete Granitgneise (Lagergranite mit porphyrischen Orthoklasen) innerhalb der umgebenden Gneise auf. Es vollzieht sich eine allmähliche Annäherung beider Gesteine in Bezug auf Korngröße, Textur uud auf Mineralbestand, so daß es unmöglich wird eine scharfe Grenzlinie zwischen Granit und Gneis zu ziehen. Es wird im einzelnen Falle schwierig sein zu entscheiden, ob man es mit einer schiefrigen Randzone des Granites oder mit einem durch Einfluß des Granites in struktureller Hinsicht beeinflußten Gneis zu tun hat. In vielen Fällen dürfte das letztere wahrscheinlicher sein, nämlich, wenn in den Körnelgneisen und mittelkörnig-granitischen Cordieritgneisen Linsen von kristallinischem Kalkstein und Kalksilikathornfels angetroffen werden.[1])

Solche Körnelgneise und granitische Gneise, welche den Übergang gegen Granit vermitteln, sind nach Zepharovich sehr verbreitet in dem so reichlich von Granitstöcken durchbrochenen Flußgebiete der oberen Wotawa zwischen Pisek, Horaschdiowitz, Berg-Reichenstein und Netolitz.

Echte Granulite scheinen in diesem westlichen Gneisgebiete vollkommen zu fehlen,[2]) auch über das Auftreten von Serpentinen liegen keine Angaben vor. Kalke sind in einzelnen Gegenden des Gebietes recht häufig, in der Regel innerhalb der dünnschiefrigen Gneise, doch finden sie sich auch stellenweise ganz nahe am Granitrande und innerhalb der körnigen Gneise. Graphitvorkommnisse sind hier seltener und unbedeutender als im Krumauer

---

[1]) Dies ist z. B. am Granititrande bei Trebitsch der Fall.

[2]) Weißsteinartige Gesteine gibt Hochstetter an von mehreren Punkten des Nordgehänges des Böhmerwaldes; für sie wird dasselbe gelten, was unten über die Granulite des nördlichen Böhmerwaldes und des bayrischen Waldes gesagt wird.

Gebiete. Vorübergehend war vor langer Zeit ein Tagbau bei Katowitz an der Wotawa unterhalb Horaschdiowitz eröffnet worden. Sonst wurden graphitische Gneise westlich von Raby, südlich von Wollin in den Umgebungen von Schüttenhofen und Groß-Zdikau und an anderen Orten beobachtet.

Der Böhmerwald und das bayrische Grenzgebirge.

Der lange westliche Randstreifen des südlichen Urgebirges, welcher an der Wondreb bei Waldsassen beginnend das oberpfälzische Waldgebirge, den Kamm des Böhmerwaldes und den bayrischen Wald mit den Gebirgen an der Donau von Passau bis Linz umfaßt, zeigt im Vergleiche mit den niederösterreichisch-mährischen Gebieten und der Gegend von Krumau und Budweis geringere Mannigfaltigkeit der Gneistypen und ihrer Einlagerungen. Schon im Quellgebiete der Moldau und der Wottawa wurde der Mangel an Granulit- und Serpentineinlagerungen hervorgehoben und sichere Orthogneise können, abgesehen von den Rändern der Granitstöcke, in größerer Ausdehnung gegenwärtig hier nicht nachgewiesen werden. Die ungezählten, ganz unregelmäßigen, größeren und kleineren Granitpartien, welche die Gneise durchbrechen, tragen ebenfalls wesentlich dazu bei der genannten Gneisregion denselben Gesamtcharakter zu verleihen, der dann weiter im Westen herschend wird.

Die Äußerung Hochstetters bezüglich des nördlichen Böhmerwaldes, daß es eine vergebliche Mühe wäre, nach der petrographischen Beschaffenheit und dem zonenweisen Auftreten gewisser Übergemengsteile, wie Cordierit und Granat, oder nach den Einlagerungen von granulitartigen Gneisen oder Hornblendegesteinen, irgend eine Schichtreihe im Gneisgebirge aufstellen zu wollen, läßt sich wohl auch für die bayrischen Grenzgebirge anwenden. Körnig-schuppige, schiefrige, zumeist glimmerreiche und selbst glimmerschieferartige Gneise, ferner Dichroit-, Körnel- und Perlgneise, alle durch Übergänge untrennbar verbunden, ausschließlich oder doch weitaus vorherrschend dunkeln Glimmer führend, füllen die Räume zwischen den Granitstöcken.

Serpentinstöcke werden in verschiedenen Teilen des bayrischen Waldes gefunden und erreichen auch an einzelnen Punkten beträchtliche Ausdehnung (Erbendorf, Hoher Bogen), doch sind die Vorkommnisse nicht so zahlreich wie in Niederösterreich und im Krumauer Gebiet. Auffallend ist das Zurücktreten der Granulite im böhmischen und im bayrischen Walde. Etwas größere Ausbreitung gewinnen sie nur im Norden zwischen Tirschenreuth, Mähring und Bärnau; an den sonstigen nicht seltenen Fundpunkten bilden sie nur ganz schmale Zwischenlagen im Gneis oder sind gar nur als Lesesteine bekannt geworden.

Wie bereits Dathe und Redlich[1]) bemerkt haben, unterscheiden sich die Granulite des bayrischen Waldes und des nördlichen Böhmerwaldes

[1]) E. Dathe. Beiträge zur Kenntnis des Granulites. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 1882, Bd. XXXIV, S. 12. K. Redlich. Die sogenannten Granulite des nördlichen Böhmerwaldes. Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt. Bd. XIX, S. 207.

auch in petrographischer Hinsicht von denen anderer Gebiete. Mit Recht wird besonders das häufige Auftreten von Muskowit hervorgehoben, der den echten Granuliten vollkommen fehlt. Das häufige Auftreten von schwarzem Turmalin und oft auch das gröbere Korn vereinigen sich ebenfalls nicht gut mit dem Charakter der echten Granulite. In einem Teile dieser Gesteine wenigstens wird man eher schiefrige, aplitische Ausfüllungen der Schichtfugen erblicken können, als den Granuliten Sachsens oder Böhmens vergleichbare Gesteine.

Der mächtige Quarzgang des böhmischen Pfahles, welcher aus der Gegend von Furth über Klentsch und Rongsperg nordwärts zieht und das Gneisgebiet des nördlichen Böhmerwaldes gegen Osten begrenzt, findet ein plötzliches Ende bei Hals nordwestlich von Tachau. Bis hieher begleiten die Gneise den Pfahl mit ihrem nordwestlichen Streichen; an einer Linie, die von Hals über Paulusbrunn gegen Bärnau in Bayern zieht, ändert der Gneis plötzlich die Richtung des Streichens gegen Ostnordost und Nordost. Die bisherige Ostgrenze ist durch den Abbruch des Pfahles gleichsam freigegeben und die Gneise ziehen sich in einem Bogen nordöstlich und dann nördlich über Dreyhacken bis in die Gegend von Königswarth und Marienbad, wo sie jedoch ohne den Rand der Sandauer Granitmasse zu erreichen, Glimmerschiefern und Hornblendeschiefern den Platz räumen. Das gleiche Streichen halten auch die nördlich vorgelagerten Glimmerschiefer ein, welche auf bayrischer Seite den Hochwald und den Hedelberg, auf böhmischer Seite die Höhen des Tillenberges zusammensetzen. Diese breite Kuppe des Tillen (939 *m*) über dem Wondrebflüßchen gilt in orographischer Hinsicht als die nördlichste Erhebung des Böhmerwaldes.

Aber bereits Hochstetter war der Ansicht, daß man bei Berücksichtigung des Schichtenbaues in der erwähnten Linie zwischen Hals und Paulusbrunn das Ende des Böhmerwaldes erblicken sollte und daß in der plötzlichen Änderung der Schichtstellung im Norden dieser Linie der Bau des Fichtelgebirges sich geltend macht. Auch auf bayrisches Gebiet läßt sich die Grenzlinie, wenn auch vielleicht weniger deutlich, verfolgen, indem nach Gümbel in einem Landstreifen von Waldturn über Leuchtenberg bis gegen Luhe an der Naab eine besonders wirre Lagerung sich einstellt, in welcher gleichsam der richtende Einfluß des Erzgebirgssystems mit dem des Böhmerwaldes zu kämpfen scheint. In dieser Gegend wird des Bild noch gestört durch die zahlreichen und zum Teil recht ausgedehnten Granitstöcke, welche ohne Zweifel örtlichen Einfluß ausüben auf die Lagerungsverhältnisse.

In petrographischer Hinsicht ist die Grenze zwischen beiden Streichungsrichtungen nur wenig ausgeprägt. Sowohl im erzgebirgischen Streichen als auch im Streichen des Böhmerwaldes herrschen körnige, schuppige und schiefrige Biotitgneise. Im nördlichen Gebiete sind nur besonders zu erwähnen die Übergänge in Glimmerschiefer und eine quarzreiche Gneiszone mit Graphiteinlagerungen, welche sich von Hinterkotten über Kuhberg bis Klein-Siehdichfür, westlich von Marienbad, erstreckt.

Von den schiefrigen und körnigen Gneisen des Böhmerwaldes vollzieht sich gegen das Oberpfälzerwaldgebirge in der Gegend von Eslarn und Ober-Viechtach ein allmählicher Übergang zu den körnigen Cordieritgneisen. Sie bleiben das herrschende Gestein, einerseits bis an die bojischen Gneise im Gebirgsvorsprunge zwischen Luhe und Amberg und andererseits im ganzen bayrischen Waldgebirge vom Fuße des Arberstockes bis zur Donau, wo ihnen aber, wie erwähnt, bei Winzer und Wörth ein schmaler Streifen von sogenanntem Winzergneis vorgelagert ist, welcher durch Wechsellagerung und Übergänge innig verbunden ist mit mineralogisch gleichartigen Graniten und als schiefrige Eruptivmasse aufgefaßt werden muß (S. 24).

Im Norden bringt der Glimmerschieferzug des Künischen Gebirges nahe der böhmisch-bayrischen Grenze einige Abwechslung in die Einförmigkeit der Gneis- und Granitmassen. Vom Zuge des Arber gegen Nordost gehen die Cordieritgneise unmerklich über in die Glimmerschiefer, welche die schroffen und zackigen Felsformen des großen und des kleinen Osserberges zusammensetzen, gegen Südost streichend das obere Regental bei Eisenstein übersetzen und am Lakaberge an der böhmischen Grenze allmählich auskeilen. Am Nordabfalle der Osserkette stellen sich als höhere Glieder des Glimmerschieferzuges bei Eisenstraß, Hammern und Hinterhausen, oberhalb des Angelbaches, chloritische Schiefer ein. Bei Neuern aber erscheinen im Hangenden der Glimmerschiefer dieselben cordieritführenden glimmerreichen Gneise wie am Arber, so daß Gümbel die Lagerungsverhältnisse am besten zu deuten glaubte durch Annahme einer schiefen und einseitigen Einfaltung der jüngeren Glimmerschiefer und Chloritschiefer in älteren Gneis, die sich gegen Südosten heraushebt. Gegen Nordwest verbreitert sich der Glimmerschieferzug sehr rasch, bricht aber plötzlich ab an dem merkwürdigen Stocke verschiedenartiger Hornblendegesteine, welcher sich vom hohen Bogen in Bayern bis weit nach Böhmen erstreckt. Die scharfe Grenze zwischen Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer kann um so eher als tektonische Linie aufgefaßt werden, als sie beiläufig in die Fortsetzung jener langen Linie fällt, welche von Rziczan bei Prag über Eule, Rosmital und Klattau die Grenze bildet zwischen dem großen mittelböhmischen Granitstocke und den mittelböhmischen azoischen Schiefern.

Über das Erzgebiet von Bodenmais und quer über die große Linie des Pfahles vollzieht sich ein häufiger und meistens unmerklicher Übergang vom Gneis zum Granit; nur selten ist in dem einförmigen Gebiete endlos aneinander gereihter Kuppen das anstehende Gestein auf größere Strecken bloßgelegt. Nördlich von Passau gewinnen die Granitpartien immer mehr Zusammenhang und verschmelzen gegen Osten zu dem großen oberösterreichisch-böhmischen Hauptstocke. Eine Gneisbucht greift von der Donau unterhalb Passau nordwärts gegen Hauzenberg und Pfaffenreuth in den Granit ein und ist ganz erfüllt von kleineren Granitinseln; sie umfaßt das seit Jahrhunderten bekannte und ausgebeutete Graphitgebiet von Passau, zwar weniger ausgedehnt aber berühmter und ergiebiger als das Graphit-

gebiet jenseits des Granitstockes an der oberen Moldau. Die Graphite bilden hier nicht so lange zusammenhängende Lager, sondern örtlich beschränkte, rasch anschwellende, linsenförmige Massen, die in der Nähe des Granites besonders reich auftreten. Aber auch hier fällt die häufige Vergesellschaftung der Graphite mit kristallinischen Kalken auf; die letzteren sind innig durchsetzt von Mineralien der Kalksilikatfelse und nicht selten lagenweise in förmliche Augitgesteine umgewandelt.[1])

In den tiefen Einschnitten des Inntales von Schärding bis Passau sowie in den durch tertiäre Sedimente und besonders durch reichlichen Verwitterungslehm verhüllten Grundgesteinen des Neuenburger Waldes, werden die Cordieritgneise und Körnelgneise des Gebietes nördlich der Donau wieder erkannt, hier wie dort vergesellschaftet mit Lagergraniten, Syenitgraniten und körnigen Kalken. Biotitgneise erscheinen auch in den spärlichen Entblößungen unter dem Tertiär und Lehm im Höhenrücken des Sauwaldes auf oberösterreichischem Gebiete. In der Nähe von Engelhartszell befinden sich verfallene Schurfschachte auf Graphit, ausgiebigere Graphitlager sind aber in Oberösterreich nirgends bekannt geworden.

Die kleine Partie von Urgebirge, welche im Kirnberger Revier oberhalb Linz über die Donau übergreift, besteht hauptsächlich aus grobkörnigen Übergängen vom Gneis zum Granit, welche den Perlgneisen des bayrischen Waldes enge verwandt sind; aus der unmitelbaren Nähe von Linz werden noch Cordieritgneise angegeben.[2])

H. Graber rechnet den größten Teil der Gneise an der Donau zu den Graniten und bezeichnet sie als Flasergranitite; die Parallelstruktur wird von ihm den Quetschungserscheinungen entlang von Verwerfungszonen zugeschrieben.[3])

Gebiet der mittleren Moldau bis zum Eisengebirge.

Die Gneise des schmalen Rückens zwischen den beiden Ebenen von Budweis und von Wittingau stellen die Fortsetzung der abwechslungsreichen Gneisgebilde der Krumauer Gegend dar. In der weiteren Umgebung von Moldauthein erscheinen an vielen Stellen glimmerschieferartige Einlagerungen, daneben stellen sich reichlich Hornblendegesteine und hornblendeführende Gneise ein; die letzteren dürften zu den Granitgneisen hinüberführen. Im Süden des Gebietes, bei Ledenitz und Driesendorf, macht sich durch das

[1]) E. Weinschenk. Geologisches aus dem bayrischen Walde. Sitzungsber. d. math.-phys. Kl. d. k. bayr. Akad. d. Wissensch., München, 1899, S. 197. Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. Abh. d. math.-phys. Kl. d. k. bayr. Akad. d. Wissensch., Bd. XIX., 1899, S. 512—564.

[2]) H. Commenda. Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 58. Jahresber. d. Museum Francisco-Carolinum, Linz 1900, S. 15 (Dichroitgneis). — R. Handmann. Über ein Vorkommen von Cordierit und Sillimanit bei Linz. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 217.

[3]) H. V. Graber. Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. Peterm. geogr. Mitt., Gotha 1902, IV. Heft.

Auftreten von Muskowit die Nähe der Glimmerschiefer fühlbar, in welche dann noch weiter im Süden der Gneis übergeht. Auch die Granulite erscheinen wieder und eine größere Partie dieses Gesteines ragt am Rande der Wittingauer Ebene südlich von Lischau nur teilweise aus der tertiären Bedeckung hervor.

An der Ostseite der Wittingauer Ebene, zwischen Chlumetz und Neuhaus, herrschen ausschließlich Biotitgneise, rings umschlossen und vielfach durchbrochen von Granit und oft nur ganz unregelmäßige Inseln im Granit bildend. Woldřich vergleicht die Gesteine in der Umgebung von Neuhaus mit den Gneisen vom Gföhlergebiet. Wie diese wechseln sie mit meist feinem Korne von richtungsloser zu schiefriger und flaseriger Textur und wie diese enthalten sie sehr häufig Fibrolith und granulitische Einlagerungen. Woldřich hebt überdies das Fehlen von kristallinischen Kalken ausdrücklich hervor.[1])

Nach der Beschreibung Katzers zu urteilen,[2]) gehören die Gneise der Umgebung von Sobieslau im Norden der Wittingauer Ebene in dieselbe Gruppe. Dasselbe dürfte auch von den feinkörnigen Gneisen Jokélys gelten, welche weiter im Nordwesten, jenseits der Luschnitz bei Mühlhausen, bis nahe an den Granit herantreten. Doch finden sich hier auch stellenweise örtlich beschränkte Einlagerungen von glimmerreichen Gneisen und Gneisglimmerschiefer und das Auftreten von Graphitgneisen bei Bernarditz und an anderen Punkten sowie von kristallinischen Kalken an der Luschnitz deutet darauf hin, daß man es nur mit der nordöstlich streichenden Fortsetzung der Gneise von Moldauthein und Budweis zu tun hat.

Je mehr man sich aber dem mittelböhmischen Granitstocke nähert, um so mehr nehmen die grobkörnigen Gneise an Ausbreitung zu, welche hier den Übergang zum Granit vermitteln. Nach Jokély enthalten sie dieselben Bestandteile wie der Granit nur in paralleler Anordnung. Die Gneisinseln, welche die geologische Karte bei Blatna, Sedlitz, Mirowitz und Altsattel in der Nähe der Tonschiefer-Inseln des Granitstockes darstellt, bestehen nach Jokély ebenfalls zum größten Teile aus diesem grobkörnigen Gneise.[3])

Nordöstlich von Tabor, zwischen dem mittelböhmischen Granitstocke im Westen und den Graniten von Ober-Czerekwe, Humpoletz und Swjetla kommen nach den Beschreibungen von Stur und Andrian neue Gneistypen zum Vorschein, die wir bis jetzt im Donau-Moldaugebiete noch nicht kennen gelernt haben. Eine neuerliche Durchforschung dieses Gebietes dürfte sich besonders lohnend erweisen, zumal manche von Stur und Andrian als Phyllite und Phyllitgneise bezeichneten Gesteine vermutlich eine andere Deutung erhalten werden. Manches läßt auf eine Metamorphose in geringeren Tiefen schließen, als man sie den Gesteinen in den übrigen Teilen des Donau-Moldaugebietes zuschreiben muß.

[1]) J. N. Woldřich. Das Gebiet der oberen Nežarka. Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung, Prag 1898, Bd. XI, Nr. 4, S. 1—68.

[2]) Geologie von Böhmen, S. 57.

[3]) J. Jokély. Die geognostischen Verhältnisse in einem Teile des mittleren Böhmens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855, S. 355—404.

Zwar herrscht in der Gegend östlich von Tabor noch glimmerreicher Biotitgneis, als untergeordnete Einlagerungen erscheinen aber zum Teil recht feldspatreiche, zweiglimmerige und auch rein sericitische Gneise. Im sogenannten Duber Bergzuge, nordöstlich vom Tabor zwischen Chejnov und Bergstadtl-Ratiborzitz, gewinnen solche Gesteine größere Verbreitung; in Gesellschaft von zahlreichen Lagern von Kalk und Amphibolit streichen sie ostwärts in die Gegend südlich von Patzau bis bei Pilgram Flasergneise mit Granitgneisen und Lagergraniten herrschend werden. Im Westen nahe der Granitgrenze schwenkt ihr Streichen gegen Norden und sie lassen sich in buntem Wechsel mit anderen Gneisarten bis in die Gegend von Jung-Woschitz verfolgen. Besonders hervorzuheben sind noch die Quarzitschiefer im östlichen Gebiete bei Patzau, Pilgram und Czechtitz, ferner die Graphitgneise, welche westlich von Tabor einzelne Kalklager begleiten.

In der seichten Einbiegung des Granitrandes zwischen Wotitz und Borotin hat Stur noch eigentümliche Phyllitgesteine unterschieden, die sich in einzelnen Lagen gar nicht von den schiefrigen Biotitgneisen unterscheiden sollen und in ziemlich willkürlicher Weise von diesen abgegrenzt werden müssen. Vermutlich haben sie mit echten Phylliten nichts gemein. Bezeichnend für dieses Schiefergebiet sind die zahlreichen und oft mächtigen Einlagerungen von Quarzitschiefern, daneben finden sich auch häufig kristallinische Kalke und Graphitschiefer.

Im Norden des Gneisgebietes von Jung-Woschitz reihen sich nach Andrian mehrere ostweststreichende und nordfallende Gneiszonen aneinander. Zunächst eine Zone, welche Andrian als Gneisphyllite bezeichnet hat, die wohl ebenfalls noch eine nähere petrographische Untersuchung und Klarstellung bedarf. Es sind glimmerreiche, dünnschiefrige und feinkörnige Biotitgesteine mit grünlicher Allgemeinfärbung. Sie umfassen ein Gebiet von Wlaschim ostwärts bis an den Granit von Swjetla und bis in die Nähe von Deutsch-Brod, wo sie in das Gebiet der Cordieritgneise übergehen dürften.

An diese reiht sich bei Diwischau und im Gebiete der Sazawa eine weniger ausgesprochene ost-südöstlich streichende Zone von grauen Gneisen, welche den schiefrigen biotitreichen Gneisen anderer Gegenden entsprechen.

Bei Sternberg und Rataj und weiter östlich bei Zbraslawitz, bei Zrutsch und Hammerstadt, enthält der Gneis mächtige konkordante Einlagerungen von schiefrigen und massigen Amphiboliten, die namentlich in den felsigen Gehängen des Sazawatales gut aufgeschlossen sind. Die östlichsten Amphibolitpartien gehören teilweise bereits einer dritten Gneiszone an; es sind die roten Gneise Andrians, feldspatreiche teils nur biotitführende, teils zweiglimmerige Gneise mit Einlagerungen von Muskowitgneis und Augengneisen, stellenweise großschuppig schiefrig und stellenweise wieder granitisch struiert, in denen man im großen ganzen die Gesteine der verbreiterten Zone grobschuppiger Zweiglimmergneise oder die Zone der Schiefergneise (s. oben S. 34) wiedererkennen kann, welche bei Swratka die Glimmerschiefer begleiten und daselbst von Rosiwal als

rote Gneise bezeichnet werden. Die Gneise am Daubrawaflusse am Fuße des Eisengebirges bilden das Verbindungsglied dieser beiden ähnlichen Gneisgebiete. Aus denselben Gesteinen bestehen hauptsächlich die zahlreichen Gneisinseln, mit denen bei Zasmuk, Kuttenberg und Kolin das Urgebirge allmählich unter der Kreide und unter den Alluvien des Elbegebietes verschwindet.

Granitstöcke.

An dem Aufbaue des südlichen Urgebirges der böhmischen Masse nehmen granitische Tiefengesteine den größten Anteil, teils in Form von Massen, welche zu den größten Mitteleuropas gehören, teils in Form zahlreicher kleinerer Stöcke und Lager, welche fast allenthalben die Gneise des Donau-Moldaugebietes durchsetzen. Der südliche Hauptstock besitzt eine rechtwinklig gebogene Gestalt mit dem Scheitel zwischen Sarmingstein und Ardacker unterhalb Grein an der Donau und umfaßt das nordwestliche Niederösterreich, beinahe ganz Oberösterreich nördlich der Donau und das südlichste Böhmen; er sendet von diesem Kerne aus einerseits einen breiten Arm gegen Nordnordost über das Gebiet der Donau-Moldau-Wasserscheide bis Windig-Jenikau nördlich von Iglau und einen zweiten Arm gegen Westnordwest, der nur stellenweise über die Donau übergreift, und durch Buchten und Zwischenlagerungen von Gneis vielfach zerstückelt, sich zuletzt in einzelne größere und kleinere Partien auflöst, als deren westlichste Ausläufer die Granite bei Amberg und Regensburg gelten können.

Die zweite große Masse bildet das mittelböhmische Granitgebirge, annähernd geradlinig begrenzt gegen die nordwestlich vorliegenden azoischen Schiefer von Skworetz bei Böhmisch-Brod über Rziczan, Eule, Neu Knin, Nepomuk und über Klattau hinaus bis in die Gegend nördlich von Neuern. Die südöstliche Grenze gegen die Gneise hat dagegen höchst unregelmäßigen Verlauf, mit Buchten, Vorsprüngen und Übergängen in den Gneis.

Die Ausläufer dieses Stockes bei Bergstadtl und Schüttenhofen sowie die zahlreichen Granitinseln im Gebiete der Wottawa führen hinüber zu den Graniten des Böhmerwaldkammes und Plöckensteins, die sich wieder an den südlichen Hauptstock anschließen. Dazu kommen zahlreiche kleinere Granitstöcke, welche die Gneise zwischen beiden Hauptstöcken an vielen Stellen durchbrechen und an vielen Punkten aus der Wittingauer Ebene hervortauchen. Im Osten, in Niederösterreich und in Mähren, sind der ziemlich geradlinigen Grenze des nördlichen Hauptstockes einzelne zusammenhängende Stöcke vorgelagert. Der südlichste liegt noch am rechten Donauufer; es ist die schmale Granitpartie bei Matzleinsdorf und Zelking unweit Melk. Beträchtlichere Ausdehnung besitzt der Stock von Döllersheim, zwischen Rastenfeld und Zwettl. Der größte dieser Stöcke ist aber die Granitmasse von Trebitsch und Groß-Meseritsch; sie entsendet kleinere Ausläufer westwärts gegen Iglau (Pirnitz und Wiese) und nordostwärts nach Bobrau und Neustadtl. Aber auch die Granitstöcke, welche in einzelnen

Gegenden aus dem mittelböhmischen Gebiete azoischer Schiefer aufragen, wie bei Losina, südlich von Pilsen, zwischen Staab und Merklin, bei Kolautschen südlich von Kladrau, ferner die Granitstöcke bei Bischofteinitz und südwestlich von Taus, die langgestreckte Masse von Neustadl, Tachau und Plan, welche zu den Graniten des Karlsbader Gebirges hinüberführen und die ausgedehnten und zahlreichen Granitpartien des nördlichen Böhmerwaldes und des Oberpfälzer Waldes, welche von Neuburg über Naabburg, Vohenstraß, Tirschenreuth und Mähring die Verbindung herstellen von den südlichen Graniten bis zu denen des Fichtelgebirges — alle diese und alle vorher genannten regellos gestalteten und regellos in verschiedenartige Gebirge verstreuten Stöcke sind Wiederholungen ähnlich gearteter Massen mit ihren weitgehenden, aber in ähnlicher Weise wiederkehrenden Abänderungen, in Bezug auf Struktur und Mineralbestand und mit denselben gangartigen oder concretionären, accessorischen Bestandmassen.

Ein Weg über den Meseritscher Granitstock, oder durch das Kamptal bei Zwettl, oder durch die schluchtartigen Täler, die im nordwestlichen Oberösterreich zur Donau herunterführen oder quer durch das Plöckensteingebirge bis weit nach Bayern, bietet dem Auge des Geologen das gleiche Bild. Aus der rauhen Oberfläche der klotzigen, rundkantigen Felsen der Talwände oder der sackförmigen, in Gruppen gehäuften Blöcke der Hochflächen blicken die etwa zollgroßen, rechteckigen weißen, selten blaßgelblichroten Orthoklase, wenn nicht Flechten und Moos die Gesteinsbeschaffenheit völlig verhüllen. An der frischen Bruchfläche sieht man im spätigen Bruche der porphyrischen Feldspate die der längeren Kante parallele Zwillingsnaht der Karlsbader Zwillinge. In der Grundmasse liegen mittelkörnige Feldspate beiderlei Art, graue Quarzkörner und Biotitschuppen in wechselnder Menge. Der Zutritt von weißem Glimmer oder von Hornblende bestimmt deutlich die Schwankungen von mehr saurer zu mehr basischer Zusammensetzung des Magmas bei mehr oder weniger unveränderter Struktur. Im Feldboden und im Sande der Fahrwege solcher Granitstrecken sind die massenhaften kantigen Spaltstücke der Orthoklase bezeichnend.

Gesteine dieser Art bilden den verbreitetsten Grundtypus unter den Granitstöcken des Donau-Moldaugebietes. Die biotitführenden Varietäten entsprechen dem porphyrartigen Granit älterer Autoren oder dem Kristallgranit Gümbels. In großen Gebieten gesellt sich zu den Bestandteilen noch kurz- oder langstengelige Hornblende, so daß der Gestein als grobporphyrischer Amphibolgranitit zu bezeichnen ist. Solche Gesteine beherrschen das oberösterreichische Gebiet, ferner die niederösterreichischen Regionen, namentlich an den östlichen Rändern. Die östlich vorgelagerten Stöcke von Trebitsch, Groß-Meseritsch, Döllersheim bei Zwettl und Zelking bei Melk bestehen der Hauptsache nach aus besonders basischen biotit- und hornblendereichen porphyrischen Amphibolgranititen; auch die kleineren Aufbrüche im Norden bis Neustadtl in Mähren gehören denselben Gesteinen

an und die große Gleichförmigkeit der einzelnen weitentfernten Aufbrüche von Zelking südlich der Donau bis zum Quellgebiete der Schwarzawa ist sehr auffallend.

Im westlichen Teile des südlichen Hauptstockes sind die porphyrartigen Granite im allgemeinen etwas ärmer an farbigen Bestandteilen und enthalten hie und da auch spärlichen weißen Glimmer. Es sind die Übergänge aus den Graniten des Plöckenstein in diejenigen der oberen Moldau in der Umgebung von Friedberg und Hohenfurth und in die westlichen Granite des Gebietes der kalten Moldau und gegen Kuschwarda. Hier findet übrigens ein großer Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit statt, von grobporphyrischen zu gleichmäßig mittelkörnigen Typen und von wahren Granititen zu Zweiglimmergraniten. Am linken Moldauufer besteht die Berggruppe der Fuchswiese und des Langenberges bei Schönau aus dunkelm Amphibolgranitit.

Auch im bayrischen Grenzgebirge sind die porphyrartigen Granite sehr verbreitet, doch scheint Gümbel unter seinem Kristallgranit etwas mehr saure Typen zu verstehen. Während die österreichischen Autoren den Namen porphyrartiger Granit recht häufig auf die Amphibolgranitite angewendet haben, hebt Gümbel von seinen Gesteinen hervor, daß ihnen der weiße Glimmer selten vollkommen fehlt und Hornblende wird als Gesteinsbestandteil nicht erwähnt.[1]) Noch inniger vermengt und durch Übergänge verbunden mit verwandten zweiglimmerigen Graniten, treten die Kristallgranite im bayrischen Walde in grauen oder rötlichen Abarten vielleicht etwas mehr lokalisiert auf, gewinnen aber trotzdem immer noch große Verbreitung, besonders an der Donau bei Wörth und bis Regenstauff, bei Naabburg und Pfreimd und noch weit im Norden im Tirschenreuther Walde; gegen das Fichtelgebirge zu verlieren sie aber an Verbreitung.

Auch in den Granitstöcken des nördlichen Böhmerwaldes sowie im Osten der Linie des böhmischen Pfahles sind die porphyrartigen Granite noch ziemlich verbreitet, werden aber teilweise verdrängt durch die unregelmäßig grobkörnigen und kleinkörnigen, zum Teil zweiglimmerigen Abarten.

Im mittelböhmischen Granitgebiete trifft man wieder auf weite Strecken in porphyrartiger Ausbildung sowohl Granitite als Amphibolgranitite; überhaupt hat dieser Granitstock eine besonders basische Zusammensetzung, wie der Übergang in syenitische und dioritartige Gesteine erweist. Nach Katzers Angaben[2]) nehmen die porphyrartigen Ausbildungen im Vergleiche zu den gleichmäßig körnigen Gesteinen im allgemeinen mehr die Ränder und die höher gelegenen Teile des Stockes ein. In der Nähe des Randes sind die porphyrischen Orthoklase besonders groß (bis 10 *cm*) und reichlich vorhanden; gegen die Mitte des Stockes und in den tiefer gelegenen Tälern

[1]) Gümbel. Geologie von Bayern, Bd. II, 1894, S. 434. Nur bei dem lagerförmig auftretenden porphyrartigen Granit werden die Übergänge zu hornblendeführenden und Syenitgraniten hervorgehoben. Geogn. Beschreib. d. ostbayr. Grenzgebirges, 1868, S. 284.

[2]) Geologie von Böhmen, S. 749.

nehmen diese Feldspatzwillinge bald ziemlich rasch, bald sehr allmählich an Zahl und Größe ab; in den körnigen Granititen und Amphibolgranititen findet man nur selten vereinzelte größere Feldspatausscheidungen. Die Anreicherung der großen porphyrischen Feldspate in den Randpartien, die zu förmlichen Riesengraniten führen kann, oft auch mit einer unregelmäßig fluidalen Anordnung der länglichen Durchschnitte verbunden ist, kann übrigens auch an manchen Rändern des südböhmischen Hauptstockes beobachtet werden, wie z. B. bei Grein und Sarmingstein a. d. Donau und bei Zwettl weiter im Norden. In der Regel vollziehen sich aber, wie bereits bemerkt wurde, an den Rändern der Granitstöcke Übergänge in gneisartige Gesteine, wie das auch im südöstlichen Gebiete des mittelböhmischen Granitstockes und fast am ganzen Südostrande der Fall ist.

Neben dem porphyrartigen Granit haben die älteren Autoren den bereits erwähnten gleichmäßig körnigen Granit unterschieden. Die wichtigste Abart ist nach ihrem Hauptverbreitungsgebiete von Hochstetter als Plöckensteingranit bezeichnet worden; ein Name, der übrigens manchmal mit dem der ganzen Gruppe gleichbedeutend gebraucht worden ist. Bezeichnend für den Plöckensteingranit ist das gleichmäßige recht grobe Korn und das Auftreten beider Glimmer, im Gegensatze zu den fast ausschließlich, und zwar viel reichlicher biotitführenden porphyrartigen Graniten. In struktureller Hinsicht finden sich in der Masse häufig Übergänge in porphyrartige Typen; so wird es z. B. kaum möglich sein bei einer Wanderung durch das blockreiche Moldautal von Friedberg gegen Hohenfurth eine bestimmte Grenze zu ziehen zwischen beiden Granitarten.

Trotzdem ist das Gebiet des Plöckensteiner Granites ungemein einförmig im Vergleich zu dem der porphyrartigen Granite. Es fehlen basischere Schlieren und Konkretionen sowie die Einschaltungen feinkörnigerer Ausscheidungen und auch pegmatitische Gangbildungen sind sehr selten. In vollkommen gleichbleibender Beschaffenheit bildet dieser Granit den südöstlichen Hauptkamm des Böhmerwaldes, vom St. Thomasgebirge und der Paßniederung an der böhmischen Grenze bei Aigen über den Hochfichtel und Plöckenstein zum Dreisesselberge in Bayern.

Auf bayrischem Gebiete wurden die hieher gehörigen Gesteine von Gümbel als Steinwaldgranit bezeichnet, als eine Unterabteilung, und zwar der grobkörnigen Granite überhaupt, die unter dem Namen der Waldgranite zusammengefaßt wurden. Später aber wurde die letztere Bezeichnung auf die mittelkörnigen und grobkörnigen zweiglimmerigen Granite beschränkt, welche nur hie und da porphyrartige Struktur annehmen. Vom Hauptkamme des Plöckensteines und Lusen südwärts und westwärts ist das Hauptverbreitungsgebiet dieser Gesteine auf bayrischem Gebiete, wo sie im Gegensatze zu den österreichischen Gebieten weit vorherrschen über die porphyrartigen Granite. Ihnen gehören die Granite an im Passauer Walde und in der Umgebung von Hauzenberg im Donaugebiete bei Deggendorf und Oberzell im Oberpfälzer Walde und die ausgedehnten Granitstöcke südlich von Tirschenreuth und

der Steinwaldberge nördlich von Erbendorf, welche hinüberführen zu den gleichartig zusammengesetzten Granitstöcken des Fichtelgebirges.

Die grobkörnigen, zweiglimmerigen Granite des Plöckensteingebirges reichen nicht weit gegen Osten; mit dem St. Thomasgebirge und dem Sternsteingebirge schließt allem Anscheine nach das Gebiet ihrer größten Verbreitung ab.

Zweiglimmergranite und selbst hier und da Muskowitgranite sind zwar in dem breiten Granitarme an der Donau-Moldau-Wasserscheide recht verbreitet, jedoch von anderer Beschaffenheit als die Plöckensteingranite. Häufig nähert sich das Gestein in seinen Merkmalen den sauren randlichen Ausscheidungen oder den granitischen und aplitischen Gangbildungen; eine solche Beziehung wird noch deutlicher, wenn zu den Gesteinsbestandteilen noch Turmalin hinzutritt. Solche Zweiglimmergranite nehmen an der Zusammensetzung der nördlichsten Ausläufer des Granitstockes bei Windig-Jenikau und Iglau großen Anteil und auch der große Granitstock zwischen Swjetla und Humpoletz besteht aus ähnlichen Gesteinen mit stellenweisen kugeligen Nestern von Biotit und Turmalin. Aber auch hier muß ein großer Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit stattfinden, so erwähnt Katzer z. B. vom Granitrande bei Humpoletz porphyrartigen Biotitgranit.[1])

Die turmalinführenden Zweiglimmergranite und Muskowitgranite, welche als größere und kleinere Inseln im nördlichen Teile des Wittingauer Beckens bei Moldauthein, bei Sobjeslau, dann weiter im Norden zwischen Wlaschim und Czechtitz bei Zrutsch an der Sazawa und noch weiter im Norden bis gegen Kohl-Janowitz zu Tage treten, dürften am besten als randliche und spätere Nachschübe saurer Kerne zu betrachten sein.

Mittelkörnige und feinkörnige Biotitgranite herrschen dagegen am Ostrande der Wittingauer Ebene in der Umgebung von Neuhaus und Neu-Bistritz.

Dieselben besitzen eine geringere Verbreitung als die grobkörnigen und porphyrartigen Abarten; in technischer Hinsicht sind diese jedoch weitaus die wertvolleren. Die grobkörnigen Varietäten mit den großen splitterigen Orthoklasen gestatten keine genaue Kantenzuschärfung und sind weniger widerstandsfähig, sie finden jedoch allenthalben Verwertung als Werksteine bei Bahnbauten, beim Straßenunterbau und in den Uferwerken der Donau sieht man sie auf weite Strecken bis in die Nähe von Wien. In sehr vielen Gegenden werden die großen Blöcke, welche über die Plateauflächen zu Tausenden verstreut sind, verarbeitet.

Die feinkörnigen Granite, zum größten Teile Biotitgranite, hie und da aber auch zweiglimmerig, sind wegen ihrer Härte geschätzt als Pflastersteine und können auch zu größeren Dekorationssteinen verwendet werden. Die Stadt Wien bezieht ihr Straßenpflaster sowohl aus dem südlichen als auch aus dem mittelböhmischen Granitstocke z. B. von Beneschau und Konopischt in Böhmen, aus der Umgebung von Gmünd in Niederösterreich, vor allem aber

[1]) l. c. S. 507.

aus Oberösterreich. In der Umgebung von Schärding am Inn bei Allerding, bei Gapperding, Pramhof u. a. O. befinden sich ausgedehnte Steinbrüche auf feinkörnigen Granit; das größte Gebiet feinkörniger Granite, freilich öfter durchbrochen von porphyrartigen Abarten, befindet sich an der Donau unterhalb Linz und zieht sich von Luftenberg unterhalb Steyeregg über Mauthausen, Schwertberg, Perg und Pergkirchen bis Dornach bei Grein.[1]) Aber auch nördlich von der Donau befinden sich an vielen Punkten Granitbrüche, so bei Grammastetten, bei Käfermarkt, zwischen Kerschbaum und Unter-Haid.

Die Steinbrüche gewähren lehrreiche Einblicke in die Verbandsverhältnisse der Gesteinsabarten.

In den Steinbrüchen von Dornach bei Grein a. d. Donau erscheinen die feinkörnigen Granite als 30 bis 40 *m* mächtige Lager, zwischen lockeren, scharf abgegrenzten feinschiefrigen und blättrigen Massen, die fast ganz aus dunkelbraunen Glimmer bestehen, dem sogenannten „Flinz" der Steinbrucharbeiter. Zu ihnen gesellen sich noch häufig wechselnd breite Gneislagen (Flasergranite) mit oder ohne Feldspataugen. Der ganze Komplex der geschichteten und der granitischen Lagen und Bänke streicht gegen Nordwest und fällt unter 20 bis 30° gegen Nordost, also gegen die Hauptmasse des großen Stockes, und erweist sich als schlierig erstarrte Masse von sehr wechselndem chemischen und strukturellen Bestande.[2])

Neben den zweiglimmerigen und zum Teile auch den feinkörnigeren Varietäten, als sauren Abarten, entwickeln sich aus den allgemein verbreiteten porphyrartigen Granititen, anderseits durch Anreicherung der schwarzgrünen Hornblende basischere Glieder, welche von den älteren Autoren als S y e n i t e bezeichnet wurden, obwohl ihnen der Quarz nur selten vollkommen fehlt. Im südlichen Hauptstocke gehen sie nur in beschränkten Gebieten aus den porphyrartigen Amphibolgranititen hervor, wie im Gebiete der großen und kleinen Mühl in Oberösterreich und an den zunächst gelegenen Donaustrecken. Viel größere Verbreitung gewinnen sie im mittelböhmischen Granitgebiete, das ja, wie bereits erwähnt, im großen ganzen einen mehr basischen Charakter besitzt; sowohl die südlichsten Ausläufer zwischen Bergstadtl und Schüttenhofen als auch die nördlichsten Gebiete an der Sazawa sind durch besonders reichliche Übergänge in syenitische Gesteine ausgezeichnet. Hieher gehören auch die sogenannten S y e n i t e des Granitgebietes zwischen Kreuzberg und Hlinsko und die hornblendereichen von Rosiwal als Q u a r z g l i m m e r d i o r i t und A m p h i b o l g r a n i t i t e bezeichneten Gesteine der Granitmasse von Politzka und Prosetsch am nordöstlichen Rande des Urgebirges. Sie stehen in

[1]) Graber bezeichnet ihn hier als R a n d g r a n i t i t. Die porphyrartigen Granitite werden von ihm als „R a n d p o r p h y r" und die Gesteine vom Typus des Plöckensteingranites als „Kerngranitit" bezeichnet.

[2]) Ähnliche innige Verbindungen verschiedener Granitarten, zum Teil in Verbindung mit Gneisbänken (Flasergranititen), beschreibt Graber aus einigen Steinbrüchen des Mühlviertels.

inniger Verbindung mit grauen Biotitgraniten und Granitgneisen, welche weiter im Nordwesten die Hauptmasse der Granitstöcke des Eisengebirges ausmachen.

Ganggesteine.

Das ganze Donau-Moldaugebiet, sowohl Granit als Gneis, wird vieltausenfältig durchschwärmt von verschiedenartigen Ganggesteinen, welche zur Gefolgschaft der Granite gehören, in ihrer stofflichen Zusammensetzung teils den Graniten entsprechen, teils die größten Gegensätze darbieten, wie sie den polar entgegengesetzten Spaltungsprodukten eines granito-dioritischen Magmas zukommen.

Zu den ersteren können in gewisser Hinsicht die Lagergranite gerechnet werden; es sind lagerhaft dem Gneise eingeschaltete Massen mit der Zusammensetzung der Granite, in der Struktur zwischen Granit und Gneis schwankend und im Handstücke von ersterem oft nicht zu unterscheiden; häufig weisen sie noch bei gneisartiger Struktur die porphyrischen Orthoklase benachbarter Granitstöcke auf.[1] Am häufigsten treten sie wohl dort auf, wo der Gneis mit dem Granit durch Übergänge verbunden ist.

Weitaus die größte Menge der Ganggesteine gehört den sauren Resten an, die erst nach Festwerdung des Granites dessen unzählige Schwundklüfte erfüllt haben und ringsum weit und breit die kristallinischen Schiefergesteine durchschwärmen. Mit Ausnahme der schlecht aufgeschlossenen und einförmigen Waldgebirge des Plöckenstein wird man kaum irgendwo in der ganzen Region eine größere Strecke durchwandern, ohne die Lesesteine weißer Aplite oder grobkörniger, spätiger Pegmatittrümmer, oder auch die schnurgeraden Adern oder knotigen Trümmer und Linsen solcher weißer Gesteine im anstehenden Granit und Gneis anzutreffen. Auf einigen Exkursionen wird man unschwer eine ganze Reihe von Zwischengliedern sammeln können von feinkörnigen biotitarmen Granititen zu mittelkörnigen Zweiglimmergraniten, zu muskowitführenden und zu völlig glimmerfreien Apliten, bis zu Schriftgraniten und vielleicht auch zu den großkörnigen Pegmatiten und Riesengraniten, welche dezimetergroße Feldspatindividuen und Glimmertafeln enthalten und in denen der Quarz auf Drusen zu fußgroßen Bergkristallen oder Rauchquarzen auskristallisiert ist. In gewisser Hinsicht kann man die Gänge weißen Quarzes, welche in manchen Gegenden in besonderer Zahl und in großem Maßstabe entwickelt sind, als die sauersten aus rein wässeriger Lösung hervorgegangenen Endglieder der Reihe betrachten, wenn sie auch nicht mehr so unmittelbar von den Granitstöcken hergeleitet werden können, wie die Aplite und Pegmatite.

Unbeschadet der allmählichen Übergänge von Granit zum Gneis, bilden sich oft in der Nähe der Granitgrenze durch Häufung der aplitartigen Gänge förmliche Randzonen aus; da die Gesteine dieser Gänge in ihrem kom-

[1] J. Lehmann. Entstehung der altkristallinischen Schiefergesteine. Bonn 1884, S. 70 ff.

pakteren Gefüge schwerer zerfallen, bilden sie oft auf weite Strecken das alleinige Blockmaterial des Feld- und Waldbodens und man wäre leicht geneigt einen größeren Stock von Aplitgranit auf der Karte auszuscheiden, wenn nicht gelegentlich ein tiefer Bachriß, ein Hohlweg oder eine Regenschlucht Aufschluß geben würde über das wahre gegenseitige Verhältnis der Gesteine. Das ist z. B. der Fall bei den schneeweißen turmalin-führenden Sericitapliten, welche in der Gegend von Kojetitz an der Nordwestbahn zwischen Mährisch-Budwitz und Startsch in Form größerer und kleinerer Blöcke auf eine Fläche von mehr als 10 km^2 verstreut sind.

In den Granitmassen treten meistens die weißen glimmerfreien oder sericitischen Aplite von kleinem oder mittlerem Korne auf, oft von schriftgranitischem Habitus, fast stets mit Turmalin, seltener mit Granat. Als weiße, oft schnurgerade Adern zeichnen sie sich scharf ab von der umgehenden Gesteinsmasse. Sie können 10 bis 20 *m* mächtig werden. Wegen ihrer Härte werden sie für Straßenbeschotterung dem Granite vorgezogen und öfters bezeichnet eine in gerader Richtung über die Felder und Hügel hinlaufende Reihe von Schottergruben den kilometerlangen Ausbiß der Spaltausfüllung.

Die grobkörnigen Pegmatite und Schriftgranite finden sich in der Regel in den umgebenden Gesteinen, seltener in der Granitmasse selbst. Hier haben sich die größten Feldspatindividuen und die verschieden gefärbten Bergkristalle, oft durchwachsen von großen Glimmerscheiben oder Säulen, abgeschieden; selten fehlen die Säulen von schwarzem Turmalin. Hie und da haben sich in den entlegeneren Spalten die am leichtesten flüchtigen Substanzen, wie Fluor, Bor und Lithium angereichert und Veranlassung zur Bildung seltener Mineralien gegeben. Ich nenne nur die Fundorte von Lithionglimmer (Lepidolit) und rotem Turmalin (Rubellan) von Schüttenhofen in Böhmen und von Roschna bei Pernstein in Mähren und die Berylle von Pisek.[1])

Nicht alle Gesteine enthalten die Pegmatitgänge in gleicher Anzahl und Ausbildung; die glimmerarmen, klüftigen Granulite scheinen besonders befähigt zu sein, die breiteren Gänge aufzunehmen, während diese sich in glimmerreichen Gneisen mehr in den Schichtfugen zersplittern und die Bildung von Adergneisen befördern mögen. Vor allem aber fehlen die pegmatischen Gänge fast niemals in den kristallinischen Kalken. Für alle älteren Beobachter war diese stete innige Vergesellschaftung der beiden Gesteine eine auffallende Erscheinung; sie gibt Veranlassung zur Entstehung verschiedenartiger Kalksilikate, wie Skapolith, Tremolit, Wollastonit, Epidot, Granat, verschiedener Augite u. a.

Wo die Pegmatite mächtiger anschwellen, hat sich öfters Gelegenheit geboten zu lohnender Gewinnung von großspätigem Feldspat. Bei Horaždiowitz und Pisek wurde der Abbau bereits vor mehr als hundert Jahren be-

[1]) Von lithionitführenden Graniten, als einer besonderen Gruppe im Erzgebirge wird noch unten die Rede sein.

trieben und das Gebiet des südwestlichen Böhmen scheint auch heute am reichsten an Feldspat zu sein. Jedoch auch im östlichen Böhmen, in der Umgebung von Humpoletz und an verschiedenen Punkten des mährischen Urgebirges ist wenn auch mit ungleichem Erfolge die Gewinnung von Feldspat in Angriff genommen worden.[1])

Weit weniger verbreitet und wohl auch im Felde wegen der dunklen Färbung weniger auffallend als die sauren Gänge der Aplitreihe sind die basischen Glieder der Spaltungsreihe des granitischen Magmas, die sogenannten lamprophyrischen Ganggesteine. Sehr mannigfache Typen dieser Gruppe sind bereits aus verschiedenen Gegenden des südlichen Urgebirges teils bloß erwähnt, teils auch beschrieben worden. Quarzporphyrartige Gesteine, wie sie zum Beispiel in manchen Gegenden des Böhmerwaldes und bayrischen Waldes als lose Blöcke gefunden werden, sind in ihrer Zusammensetzung und Struktur noch recht nahe verwandt den porphyrartigen Graniten. Die verbreitetsten hieher gehörigen Gesteine sind recht feinkörnige Dioritporphyre, dazu kommen feinkörnige oder porphyrische Gangsyenite und viele ähnliche Gesteine, welche den Amphibolminetten, Augitminetten, Kersantiten, Quarzglimmerdioriten u. s. w. zuzurechnen sind. Auch die von Weinschenk den Vintliten zugerechneten Dioritporphyrite der Passauer Graphitgebiete gehören hieher. Weniger sicher ist das in Bezug auf die von Weinschenk als Bojite bezeichneten gabbroähnlichen Lagergänge und Stöcke derselben Gegend.[2])

Alter der Granitstöcke.

Über die wichtigste Frage, welche die Granitstöcke betrifft, über die Frage nach ihrem Alter, kann man eine Auskunft aus ihrem Verhältnisse zu den Nebengesteinen erwarten. Da es aber noch nicht einmal entschieden ist, ob die verschiedenen Granitstöcke oder auch die einzelnen Teile der größeren Stöcke einer einzigen oder mehreren Eruptionsepochen angehören, ist eine befriedigende Antwort auf diese Frage nicht zu erwarten.

Bezüglich des Verhältnisses zum Gneis wurde bereits hervorgehoben, daß allmähliche Übergänge die Regel sind. Man erhält entschieden den Eindruck, daß der Gneis durch die Nähe des Granites umgeformt und beeinflußt wurde. Gleiche Temperatur und Druckverhältnisse innerhalb der Granitstöcke und in deren weiterer Umgebung mochten die Auskristallisation der gleichen oder ganz ähnlicher Mineralien in den Gneisen veranlaßt haben, wie in der langsam erstarrenden Granitmasse selbst. Ja man wird versucht zu glauben, daß die ganzen Gesteinsmassen des Donau-Moldaugebietes ihre strukturelle Beschaffenheit und mineralogische Zusammensetzung zur selben Zeit erworben haben, und zwar unter dem Einflusse der empordringenden

[1]) F. Katzer. Die Feldspatindustrie Böhmens. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1896, S. 647.

[2]) Weinschenk l. c. S. 538—543, ähnliche Gesteine behandelt J. Woldřich (Sohn). Über Ganggesteine und den Zuzlawitzer Kalk im Wolynkatale des Böhmerwaldes. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1901, Heft 2, S. 178—224.

granitischen Masse, welche eine intensive und lange andauernde Durchwärmung des ganzen Gebirges zur Folge hatte. Die enge Verwandtschaft der katogenen Metamorphose mit der Kontaktmetamorphose, die so auffallend deutlich in der Umwandlung der Kalksteine zu Tage tritt, ist bereits öfters hervorgehoben worden. In dieser Ansicht wird man noch bestärkt durch den Verlauf des Schichtstreichens in der Umgebung der Granitstöcke. In der Regel, jedoch durchaus nicht überall, schmiegen sich die Gneisschichten an die Umrisse der Granitstöcke an. Das gilt namentlich bezüglich des Verlaufes der Gesteinszüge im großen. In dem Gebiete von Wlaschim, Tabor und Pilgram, welches von den Graniten bei Swietla, Windig-Jenikau und Kamenitz im Osten und Süden, vom mittelböhmischen Granitstocke mit dem Vorsprunge bei Tabor im Westen bogenförmig umschlossen wird, beschreiben auch die Gneise mit ihrem Streichen einen förmlichen Halbkreis. Bei Pilgram ist das Streichen gegen Nordost, bei Neu-Czerekwe, Patzau und Bergstadtl Ostwest und biegt von hier gegen Miltschin nach Norden und weiterhin selbst in die Nordwestrichtung (Launowitz) um. Hier scheint die große Zahl kleinerer Granitmassen in ihrer Gesamtheit auf das Streichen bestimmend zu wirken. Kleinere Stöcke stören in der Regel die Streichungsrichtungen nicht und bei den vielen Ausbuchtungen der Grenzen wird man beobachten können, daß die einzelnen Lagen der Schiefergesteine quer durchschnitten werden.

Keinesfalls können die granitischen Massen als kuppen- oder domförmige, von den schiefrigen Gesteinen zwiebelschalig ummantelte Aufwölbung aufgefaßt werden, wie das bei den Tiefenmassen anderer Gegenden der Fall ist. Schon die frühesten Beobachter haben bei wiederholten Gelegenheiten auf die Tatsache hingewiesen, daß auf weite Strecken die Schiefergesteine nicht, wie man vielleicht erwarten sollte, dem Granit aufliegen, sondern unter wechselnd steilem Winkel gegen denselben einfallen. Hochstetter glaubte aus der Lagerungsweise der Granite im Böhmerwalde folgern zu dürfen, daß sie nicht eruptiven Ursprunges seien, da die Gneise mit dem Hauptstreichen des Gebirges von Südost nach Nordwest böhmischerseits den Granit regelmäßig überlagern und auf bayrischem Gebiete ebenso regelmäßig mit einem Winkel von 45—65° die Granite unterteufen, daß demnach die Granitmasse ein mächtiges, dem Gneisgebirge eingeschaltetes Lager bilde. In gleicher Weise unterteufen die Gneise mit nordöstlichem Einfallen die dem Hauptstocke des Böhmerwaldes vorgelagerten Granitmassen von Mader und von Stubenbach im Quellgebiete der Wottawa. Viele Beispiele für solches Einfallen gab Zepharovich[1]) aus dem Gebiete der Wottawa und der Umgebung von Wollin und leicht ließen sich noch weitere Beispiele aus der älteren und neueren Literatur hinzufügen.

Dem mittelböhmischen Granitstocke sind mehrere größere und kleinere Lappen von Tonschiefer und Phyllit aufgelagert; es sind die Reste einer

[1]) Beiträge zur Geologie des Pilsner Kreises in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, S. 271 ff.

einstmals zusammenhängenden Überdeckung. Die Umrisse der größten Partien, bei Ondrzejow im Nordosten, ferner bei Eule und Neweklau, zwischen Seltschan und Altsattel und zwischen Kamaik, Mirowitz und Sedlitz, zeigen im allgemeinen von Nordost gegen Südwest gerichtete Streckung; diese Richtung ist zugleich die Hauptrichtung des Streichens. Die Fallrichtung wechselt zwischen Nordwest und Südost so, daß die einzelnen Lappen wellenförmig zusammengestaute Sättel und Mulden darstellen.[1])

Die Gesteine sind dunkle Tonschiefer und bald mehr bald weniger kristallinische Phyllite. Dazu gesellen sich noch Quarzite, kristallinische Kalke und Conglomerate, welche in den südlicheren Inseln in der Umgebung von Seltschan den hangenden Teilen der Gesteinsreihe angehören. Ebenso wie die umgebenden Granite und das dem Granitstocke nordwestlich vorliegende Gebiet, azoischer Schiefer, sind auch die Phyllitinseln reichlich durchsetzt von dioritischen und porphyrischen Gängen.

An den Grenzen gegen den Granit nehmen die Phyllite immer mehr Glimmer auf und gehen in Glimmerschiefer und gneisartige Gesteine über; die letzteren wurden von Jokély als Gneisphyllite bezeichnet. Wiederholt wird ein lagenförmiger Wechsel von Phylliten und Graniten beschrieben. Auch Knotenschiefer und Fruchtschiefer stellen sich an den südlichen Phyllitlappen und hornfelsartige Bildungen an den Phylliträndern der nördlichsten Insel ein (z. B. bei Seltschan und bei Hoch-Chlumetz).

Im Gebiete der nördlichsten Phyllitinsel bei Ondrzejow zwischen den Orten Wodjerad und Zwanowitz befindet sich eine Einlagerung von dunkelblauschwarzen Tonschiefern und Quarziten, deren Mächtigkeit auf mehr als 100 *m* veranschlagt wird. Bereits Krejči und Helmhacker haben diese Schichten aus petrographischen Gründen dem Untersilur zugerechnet, und Katzer identifiziert die dunkeln Tonschiefer mit den höchsten Lagen des Schieferzuges Dd_1 ($d_1\gamma$ = Illaenusstufe) und die darüber folgenden Quarzite mit der Quarzitstufe Dd_2. Die Tonschiefer zeigen deutliche Beeinflussung durch den Granit durch das reichliche Auftreten von Chiastolith.[2])

Obwohl die azoischen Schiefer an der langen Granitgrenze von Klattau bis Skworetz, bisher ebenfalls nur an kleinen Strecken, genauer studiert wurden, läßt sich doch erkennen, daß ihr Verhalten gegen den Granit ein ganz ähnliches ist, wie an den Rändern der Phyllitinseln.[3]) Nur scheint die Metamorphose hier etwas mehr abgeschwächt zu sein. Aber auch hier werden die Schiefer mit ihrer Annäherung an den Granit immer reicher an Glimmer und in höherem Maße kristallinisch; die Umwandlungszonen sind jedoch von ungleicher Breite. Im Süden bei Klattau, am Angelflusse beträgt die glimmerreiche und kristallinische Zone mehr als 10 *km*,

[1]) Jokély, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855, S. 400.

[2]) F. Katzer. Die isolierte Silurinsel zwischen Zwanowitz und Wodjerad in Böhmen. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 285—288.

[3]) S. für das folgende Katzers Geologie von Böhmen. S. 637 ff.

während sie im Norden nur wenige Meter, ja selbst nur Dezimeter betragen kann.

An verschiedenen Stellen entwickeln sich aus den glimmerreichen Gesteinen Fleckschiefer und Knotenschiefer; zunächst an mehreren Punkten der Randzone von Klattau gegen Nepomuk. Auch gneisartige Gesteine, häufig durchzogen von pegmatitischen Adern, erscheinen an manchen Punkten des Granitrandes (z. B. Pinowitz bei Rosmital, bei Klattau, bei Nepomuk u. a. O.).

Ein Stück der Randzone im nördlichen Teile nächst dem Städtchen Rziczan ist von F. Katzer beschrieben worden. Hier konnte eine Reihe von Umwandlungszonen an den azoischen Schiefern unterschieden werden, deren Gesamtbreite 1—4 *km* beträgt. Der normale Urtonschiefer nimmt zunächst eine dunklere Färbung an, welche dem Reichtum an kohligen Substanzen und an Magnetit zuzuschreiben ist. Die dunkle Färbung tritt allmählich streifenweise auf, so daß sich eine Grenze zwischen dem normalen, grünlichgrauen und dem geschwärzten Schiefer nicht bestimmen läßt.

Noch innerhalb dieser Gesteine erscheinen an zwei Punkten, in sehr verschiedener Entfernung von der Granitgrenze, sehr glimmerreiche Fruchtschiefer mit sogenannter Weizenkorntextur. Erst in der unmittelbaren Nähe des Granitrandes stellen sich glimmerschieferartige Umwandlungsprodukte ein. Wo sich die unmittelbare Berührung von Granit und Schiefer beobachten läßt, ist der letztere vollkommen massig geworden und in glimmerigen Hornfels umgewandelt. Die Grenze zwischen beiden Gesteinen ist ganz scharf, auch wenn der Granit größere Partien oder kleinere Trümmerchen des Hornfelses rings umschließt.

Sehr deutlich ist die kontaktliche Beeinflussung, welche die den Schiefern eingelagerten vorcambrischen Conglomerate der Rziczaner Gegend durch den Granit erfahren haben; auch sie sind in ein quarzreiches, sehr hartes hornfelsartiges Gestein umgewandelt worden, in dem büschelförmige Aggregate von Hornblende als sehr bezeichnende Kontaktbildungen unter dem Mikroskope erkannt werden können.

In der Umgebung von Rziczan bei dem etwa 5 *km* südöstlich von dem Städtchen gelegenen Dorfe Groß-Tehov sind Lappen von mutmaßlich silurischen Gesteinen erhalten geblieben; wie bei Ondrzejow sind es dunkle Tonschiefer, welche der Stufe d_1, und Quarzite, welche der Stufe d_2 zugerechnet werden.[1])

Die Quarzite zeigen keine merkliche Metamorphose, sie treten übrigens auch nirgends unmittelbar an den Granit heran. In den Schiefern der Zone d_1 hat sich dagegen, ebenso wie in der Ondrzejower Gegend, teils knotige Textur, teils Chiastolith in großer Menge als Kontaktmineral entwickelt; der letztere ist freilich fast nur mehr in pseudomorphen Produkten erkennbar (daher Pseudo-Chiastolithschiefer nach Katzer).

[1]) F. Katzer. Geologische Beschreibung der Umgebung von Rziczan. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 355—416.

Den Untersuchungen von F. Katzer verdanken wir demnach in erster Linie den Nachweis, daß die Granite des mittelböhmischen Stockes **zum mindesten teilweise jünger sind als die vorcambrischen Schiefer und Phyllite und höchstwahrscheinlich auch jünger als das Untersilur.** Gewissen Amphibolgranititen und syenitischen Gesteinen innerhalb des mittelböhmischen Granitstockes schreibt Katzer jedoch ein höheres Alter zu, obwohl solche Gesteine aus den jüngeren Graniten an vielen Stellen durch allmähliche Aufnahme von Hornblende hervorgehen. Als Beweis wird hiefür geltend gemacht, daß in der Nähe von Toditz südlich von Rziczan die Phyllite völlig unverändert in die unmittelbare Nähe des Amphibolgranitites herantreten, während sie im Kontakte mit den jüngeren Graniten stets unverkennbar beeinflußt sind.

Diese Annahme hilft jedoch nicht völlig hinweg über einen gewissen Widerspruch, welcher sich in dem sehr ungleichen Verhalten ganz ähnlicher Granite einerseits zum Gneis und anderseits zu den jüngeren Schiefern äußert. Auf der einen Seite ist ein völlig unbestimmter Übergang, ein förmliches Verschwimmen mit den benachbarten Gneisen die Regel, die schiefrig gewordenen Randzonen lagern völlig konkordant mit den umgebenden Schiefergesteinen, oder die Gneise scheinen mit granitisch körniger Textur und mit Beibehaltung des Mineralbestandes untrennbar mit den Granitstöcken verwachsen, die Kalke innerhalb der Gneise sind im allerhöchsten Grade metamorphosiert und pegmatitische Adern durchschwärmen in großer Zahl die gesamten Komplexe der kristallinischen Schiefergesteine; dazu kommt der wiederholte lagenförmliche Wechsel von Gneis und Granit und das ungemein häufige Einfallen der Gneise unter die Granite, das Anschmiegen des Schichtstreichens an die Umrisse der Hauptgranitstöcke und die gleiche Ausbildungsweise der Mineralien in beiden Gesteinen an den Grenzgebieten; alles Umstände, welche auf ein Eindringen der granitischen Massen vor oder während der Auffaltung des Gneisgebietes, verbunden mit einer innigen Verschmelzung beider Gesteine, hinzudeuten scheinen. Auf der andern Seite sind jedoch auch die weit jüngeren Schiefer kontaktlich verändert, und zwar im Vergleiche zu den Gneisen in weit geringerem Maße. Nur an einigen Stellen findet in den Schieferinseln ein Übergang von phyllitischen Gesteinen zu den Graniten statt; in den Kontaktzonen am zusammenhängenden Nordwestrande ist die Grenze in der Regel ganz scharf. Sollte die ursprünglich verschiedene Beschaffenheit der Gesteine oder ihre verschiedene Tiefe zur Zeit der Granitintrusion genügen, um die Verschiedenheit in der Beeinflussung der stark gefalteten Gneise und der verhältnismäßig nur wenig gestörten vorcambrischen und untersilurischen Schiefer und Quarzite zu erklären? Die Frage schließt sich an die vielen, noch schwebenden Probleme der Geologie des Grundgebirges an.

Basische Stöcke.

Wenn man einen Blick wirft auf irgend einen Ausschnitt aus den reicher gegliederten Gneisregionen des Donau-Moldaugebietes, z. B. aus

dem niederösterreichisch-mährischen oder dem Gebiete südlich von Krumau, so fallen die regellos verstreuten, größeren und kleineren Flecken in die Augen, welche anscheinend völlig unabhängig bleiben von den wechselnden Richtungen und Biegungen der Gneiszüge mit ihren Kalk- und Amphiboliteinlagerungen. So treten die ganz basischen Eruptivmassen in Form einzelner kleiner Flecken auf und obwohl sie an einzelnen Stellen auch mehrere Quadratkilometer große Stöcke bilden, ist ihre ganze Erscheinungsweise völlig verschieden von den ausgedehnten und im allgemeinen doch recht einheitlichen Stöcken der granitischen Massen. Die Ausdehnung einzelner Vorkommnisse kann auf wenige Quadratmeter herabsinken, die, scharf umgrenzt, rings umgeben werden von ganz heterogenen Gneisen oder Granuliten. Ein eigentliches lagerförmiges Auftreten, wie es den oft schmalen und weit verfolgbaren Amphibolit- und Granulitzügen zukommt, wird selten beobachtet, obwohl die einzelnen Aufbrüche häufig in der Richtung des Schichtstreichens gestreckt sind und sich kettenartig aneinander reihen; die Regel sind ganz unregelmäßig gestaltete, isoliert oder gruppenweise auftretende Massen.

Die basischen Gesteine, welchen diese Formen des geologischen Auftretens gemeinsam sind, beanspruchen wegen ihres sehr wechselnden mineralogischen Bestandes vielerlei Bezeichnungen. Es sind Gabbros, Diorite, Eklogite, Amphibol- und Granatfelse, vor allem aber die Peridotite und am weitesten verbreitet ist das Umwandlungsprodukt dieser Gesteine, der Serpentin als Granatserpentin oder Bronzitserpentin. Wegen der ungemein wechselnden Beschaffenheit in den einzelnen Stöcken ist eine scharfe Trennung der genannten Gesteinstypen in der Regel nicht durchführbar und fast stets wird man unmittelbar neben den Serpentinen eines der anderen Gesteine antreffen. Der Reichtum an Magnetit in manchen Eklogiten und Gabbros hat den Abbau solcher Gesteine veranlaßt, wie z. B. bei Hammerstadt an der Sazawa, an mehreren Stellen östlich von Deutsch-Brod, bei Wiechnow unweit Bistritz und Pernstein in Mähren, bei Krzischanau nordöstlich von Groß-Meseritsch, bei Jappons, südöstlich von Zlabings; gegenwärtig liegen wohl alle diese Baue brach.

Eine viel bemerkte und noch nicht befriedigend erklärte Eigentümlichkeit ist die häufige Vergesellschaftung von Serpentin und Granulit. Diese in chemischer Hinsicht so völlig gegensätzlichen Felsarten scheinen förmlich einander anzuziehen. Schon Gümbel machte auf diese Merkwürdigkeit aufmerksam.[1]) Die Granulitgebiete des Böhmerwaldvorlandes zwischen Prachatitz und Krumau gehören zu den reichsten an Serpentinaufbrüchen; meistens finden sich letztere an der Grenze zwischen Gneis und Granulit, doch wird das ausgedehnteste dieser Serpentingebiete im Tale des Berlaubaches südwestlich von Budweis rings von Granulit umschlossen. Auf dem Wege von Adolphsthal den Berlaubach aufwärts zum Dorfe Krems trifft man wiederholt Wechsellagerungen von Serpentin und Granulit und an mehreren Punkten kann man das scharfe Aneinanderstoßen beider Gesteine, welche

[1]) Geognostische Beschreibung von Bayern. S. 361.

gegen die Grenze zu keinerlei Veränderung zeigen, sehr gut beobachten (Fig. 2 und Fig. 3). Das Gleiche trifft man an einigen Punkten im mährischen Gebiete; in den mächtigen Serpentinmassen, welche die Iglawa nahe dem Urgebirgsrande oberhalb Eibenschitz durchrissen hat, stehen beim Dorfe Mohelno weiße, bankförmige Einlagerungen von Granulit im dunkeln, klüf-

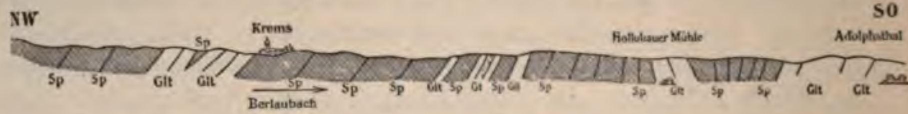


Fig. 2. Mannigfacher Wechsel zwischen Serpentin und Granulit am Berlaubache zwischen Krems und Adolphsthal, nach Hochstetter.
Glt Granulit, *Sp* Serpentin, *Gt* Granitgang.

tigen Gestein, fast senkrecht einfallend an. Zwischen Etzmannsdorf und Steineck im niederösterreichischen Waldviertel begleitet ein breiterer Serpentinstreifen den Rand eines Granulitzuges und auch dem Granulit in den Bergen zwischen Mautern und St. Pölten fehlen nicht Serpentinmassen.



Fig. 3. Nachbarschaft von Serpentin und Granulit am Wege von der Hollubauer Mühle nach Krems. Rechts unter dem Strauchwerk und auf der Höhe des Rückens dunkler Serpentin; links weißer, rhomboëdrisch zerklüfteter Granulit.

Die Auslaugungsvorgänge und Verwitterungserscheinungen, welche sich an den klüftigen Serpentinen vollziehen, verursachen die Bildung von wilden, vegetationslosen Felsformen und Anhäufungen kantiger Trümmer, so daß größere Serpentingebiete eigenartige Landschaftsbilder darbieten. Viel genannt sind die wilden Regenschluchten, die sogenannten „Racheln“, welche vom Plansker Wald her zum Tale des Kremserbaches bei Budweis hinabführen.

Vielleicht noch großartiger ist der Typus der Serpentinlandschaft in Mähren entwickelt, an der Iglawa oberhalb Hrubschitz und an den völlig kahlen Seitenschluchten, welche steil von der Hrottowitz-Eibenschitzer Straße zum Haupttale hinabführen. Der Charakter der schroffen und zertrümmerten Gehänge wird hier um so wilder, als die Auswitterung von Magnesit, Calcit und Eisenhydroxiden auf die finsteren Felsen weit sichtbare, grellweiße oder rostrote Flecken gezeichnet hat. Die Unfruchtbarkeit des Serpentinbodens ist wohl bekannt, so daß ihm der Feldbau häufig aus dem Wege geht und hie und da wird man auf den Plateauhöhen Mährens und Niederösterreichs finden, daß ein kleiner Fleck von Serpentin im rings umgebenden Ackerland durch einen kleinen Waldbestand weithin gekennzeichnet ist.

Viele Serpentinstöcke sind Fundstätten von mancherlei Zersetzungsmineralien; von diesen hat der Magnesit technische Verwertung gefunden. Bezeichnend sind die Formen, in denen sich die amorphe, wasserhältige Kieselsäure bei der Auslaugung des Gesteines absetzt, die verschiedenen Arten von Opal, Jaspis und Chalcedon. Weithin zerstreut im Ackerboden, bilden sie oft den Wegweiser für den Geologen zur Auffindung kleiner, entlegener Serpentinvorkommnisse. Ihre Menge kann stellenweise ganz außerordentlich werden, so z. B. in dem wohl kultivierten Ackerlande südlich von Jaispitz und Tulleschitz an der Rokytna in Mähren, wo die Trümmerchen der Halbopale auf viele Quadratkilometer die herrschenden Bestandteile unter den Lesesteinen bilden, während die Serpentine selbst nur selten unter dem Lehmboden bloßgelegt sind.

Der Bau des Donau-Moldaugebietes.

Im Kartenbilde erscheinen die Züge der kristallinen Schiefergesteine als breitere und schmälere Streifen aneinander gereiht, bald in sanfteren Bogen verlaufend, bald in bizarre Windungen und Ausweichungen zusammengestaut, erinnernd an die Fältelungserscheinungen, welche manche Gesteinsflächen im kleinen darbieten; bald bleiben die einzelnen Streifen konstant auf weite Strecken, bald schwellen sie mächtig an, um entweder plötzlich auszukeilen oder sich ganz allmählich zu schmalen, weit verfolgbaren Streifen zuzuschärfen. Sehr deutlich wird das Bild, wo Züge von Amphibolgesteinen in größerer Zahl auftreten und sich im Auskeilen und Wiederanschwellen gegenseitig ablösen, so die flach-linsenförmige Gestalt der einzelnen Gesteinskörper und deren zwiebelschalige Aneinanderschichtung verratend. Die kristallinischen Kalke sind in der Regel in Form kleiner Linsen abgeschnürt; nur in den Gneisglimmerschiefern des Ostrandes sind sie als weithin verfolgbare Lager erhalten geblieben. Die basischen Massen mit den Serpentinen sind als unregelmäßige Flecken, wie zufällig verstreut; nur hie und da sind sie in der Richtung des Hauptstreichens verlängert oder aneinandergereiht. Die Schieferungsflächen fallen fast stets sehr steil, oft auch senkrecht ein. Schwebende Lagerung bildet entschieden die Ausnahme und selbst wo sie auftritt dürfte sie in der Regel keine ursprüngliche sein, wie die Fältelungen und Überbiegungen in kleinen Profilen solcher Gebiete beweisen.

Häufig deutet ein plötzlicher Wechsel in der Schichtstellung, oft auch verbunden mit einem Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit oder dem Verschwinden einzelner oder mehrerer Gesteinszüge, auf das Vorhandensein von Dislokationen, welche sich aber in dem bedeckten Terrain nur selten auf längere Strecken mit Sicherheit verfolgen lassen und die ihre Natur bei dem Mangel jeglicher stratigraphischer Anhaltspunkte kaum näher bestimmen lassen.

Im ganzen besitzen sowohl die aus Sedimenten hervorgegangenen kristallinen Schiefer als auch die Gesteine eruptiven Ursprungs oder, wie oben gesagt wurde, die Paragneise und die Orthogneise nicht nur die gleiche strukturelle Beschaffenheit, sondern auch eine sehr ähnliche Gestaltung der Gesamtkörper. Breitere, einheitliche Linsen, um welche die übrigen Gesteinszüge allseitig ausweichen, werden jedoch nur von den Gneisen des Gföhler Typus und von manchen Granulitgebieten gebildet, welche den Orthogneisen zugezählt werden.

Betrachtet man aber den Bau solcher Granulitgebiete im einzelnen, so sieht man leicht, daß er nichts mehr gemein hat mit dem Baue jüngerer Tiefenmassen oder Laccolithen. Schon Hochstetter hat dies an den Granuliten des Böhmerwaldes nachgewiesen und wollte aus den verschiedenen Lagerungsverhältnissen der drei Granulitellipsoide von Krumau, von Christianberg und von Prachatitz schließen, daß dieselben nicht eruptiv, sondern Massenausscheidungen von gleichzeitiger Entstehung mit den kristallinen Schiefern seien. Die Gleichzeitigkeit dürfte freilich nur insofern zutreffen, als die Granulite zugleich mit den umgebenden Gesteinen zu kristallinen Schiefern geworden und in ihr gegenwärtiges Lagerungsverhältnis gebracht worden sind. Das Granulitellipsoid von Christianberg liegt konkordant im südfallenden Gneis. Das große unregelmäßig gestaltete Granulitgebiet des Plansker Waldes mit dem Schöninger, nördlich von Krumau, bildet dagegen eine Mulde; von allen Seiten tauchen die benachbarten Gneise, Amphibolite und stellenweise auch Serpentine unter den Granulit, welcher somit hier das höchste Glied zu bilden scheint. Das Gegenteil ist bei dem dritten Granulitgebiete des Böhmerwaldes der Fall, bei dem Ellipsoide östlich von Prachatitz; hier lehnen sich die umgebenden Gneise mit nach auswärts gerichtetem Fallen rings an den Granulit an, so daß sie denselben zu überwölben scheinen (Fig. 4 und 5). Camerlander[1]) hat die Darstellung Hochstetters ergänzt; im mittleren Kerne des Prachatitzer Ellipsoides tauchen gneisartige Granulite auf, selbst wieder mit Granuliten wechsellagernd, deren Grenze vollkommen konform verläuft mit dem äußeren Umriß des Ellipsoides; im Zentrum liegt der Granulit nicht horizontal, wie man bei einer Ergänzung des Profiles nach den Lagerungsverhältnissen an den Rändern erwarten sollte, sondern es ließ sich an mehreren Punkten eine steile Stellung des Granulites nachweisen. Es ergäbe sich demnach das eigentümliche Bild eines verkehrten Fächers, indem die Gesteinsbänke sich gegen

[1]) C. v. Camerlander. Zur Geologie des Granulitgebietes von Prachatitz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887, Bd. XXXVII, S. 118.

Norden und Süden mit abnehmendem Einfallswinkel an die mittleren steil gestellten Gesteinsbänke anlehnen.[1])

Denselben eigentümlichen Bau zeigt eine kleinere Granulitpartie bei Borry nördlich von Groß-Meseritsch in Mähren. Die normalen Granulite sind hier vergesellschaftet mit dunkeln, cordieritführenden und granulitartigen Gesteinen, sogenannten „Hornfelsgranuliten“, die vermutlich die umgeänderten Kontaktbildungen zwischen dem Granulit und den umgebenden Cordierit- und Granatgneisen darstellen. Der Granulitzug beginnt ganz schmal beim Dorfe Bobrau, streicht von dort gegen Südwesten und erweitert sich allmählich in die Westrichtung umbiegend, mit dick linsenförmigem Umriß, bis



Fig. 4. Profil durch die Granulitzüge von Christianberg und Prachatitz.



Fig. 5. Profil durch den Granulitzug des Plansker Waldes und des Kluk.

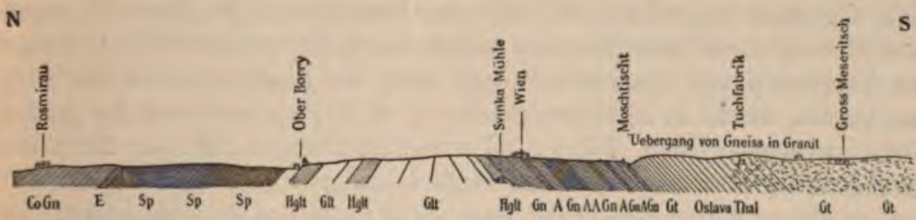


Fig. 6. Profil durch den Granulitzug von Borry bei Groß-Meseritsch. *Glt* Granulit, *Hglt* Hornfelsgranulit, *Gn* Gneis, *Co Gn* Cordieritgneis, *Gt* Granit, *Sp* Serpentin, *A* Amphibolit, *E* Eklogit, *K* kristallinischer Kalk.
(Fig. 4 und 5 nach Hochstetter.)

zu einer Breite von 15 *km*; er keilt westwärts beim Dorfe Nettin sehr rasch aus. An seiner breitesten Stelle wird der Granulitzug quer durchströmt von dem Oberlaufe der Oslawa; in dem felsigen Tale ist das Querprofil durch den Granulitkern gut aufgeschlossen, im Süden fallen die Gneise und Granulite etwa 40—50° südwärts, am Nordrande unter gleichem Winkel nordwärts, beiläufig in der Mitte (beim Dorfe Wolschy) kann saigere Stellung beobachtet werden[2]) (Fig. 6).

---

[1]) J. L. Barvíř sucht die Lagerungsverhältnisse der Granulite von Prachatitz und Christianberg durch Brüche zu erklären. O granulitových „elipsoidech“ u Prachatic a Křištanova. Sitzungsber. d. böhm. Ges. d. Wissensch. Prag. Jahrg. 1894, Nr. XXX.

[2]) Der Granulitzug von Borry in Mähren. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, Bd. L, S. 615—648.

Die breiten, bogenförmig verlaufenden Granulitzüge bei Namiest an der Oslawa und im Iglawatale sind im ganzen mit recht steilen Schichtstellungen den Gneisen konkordant eingelagert.

Die Granulite, welche den Hauptanteil an den Bergen südlich der Donau zwischen Mautern und St. Pölten ausmachen, bilden nach Cžjžek wieder ein Gewölbe, an welches sich im Süden und Südwesten die Gneise und Amphibolite mit einem Einfallen von 40°, im Norden in steileren Stellungen anlehnen.

Die schmäleren Granulitstreifen, welche allenthalben im Donau-Moldaugebiete auftreten, bilden normal eingeschichtete Lager im Gneise oder auch im Gneisglimmerschiefer, ebenso wie die Amphibolite.

Die breiteren Eruptivstöcke, aus welchen die größeren Granulitmassen hervorgegangen sind, wurden offenbar zugleich mit den umgebenden Gesteinen vom Gebirgsdrucke und von der faltenden Kraft überwältigt und in linsen- oder scheibenförmige Gesteinskörper umgewandelt; die neu entstandene Schieferung schmiegt sich, konkordant im Gneis und im Granulit, schalig um den Kern dieser Linsen. Die verkehrtfächerförmige Anordnung der Schieferung, wie sie in den Granulitstöcken von Prachatitz und von Borry beobachtet wird, erinnert neuerlich an die Verschiedenheit zwischen den durch den Gebirgsdruck entstandenen Strukturflächen der kristallinischen Schiefergesteine und der Schichtung der jüngeren Sedimente.

Betrachtet man den Bau des Urgebirges im großen, so findet man, daß, abgesehen von zahlreichen örtlichen Abweichungen, die Hauptrichtungen des Streichens auf lange Strecken anhalten. So die nordwestliche Richtung im bayrischen und böhmischen Walde und die nordnordöstliche Richtung der Gneise, welche in Niederösterreich und in Mähren den Saum des großen Granitstockes begleiten. Diese beiden Hauptrichtungen scheinen durch die Gestalt des großen südlichen Granitstockes bestimmt zu sein, wie überhaupt bereits oben auf den Einfluß der Granitstöcke auf das Schichtstreichen der umgebenden Gneise hingewiesen worden ist. Eine ähnliche Rolle spielen im kleinen die Granulitgebiete.

Der eigentümliche Verlauf der zerstückelten Zone von großschuppigen Zweiglimmergneisen und Glimmerschiefern, welche den Ostsaum des Donau-Moldaugebietes bilden, steht bereits im Zusammenhange mit der Tektonik des moravischen Gebietes. Im Norden jenseits des Granitstockes von Groß-Meseritsch, bei Bistritz und Ingrowitz, wenden sich die Gesteine dieser nun sehr verbreiterten Zone in die Nordwestrichtung gegen das Eisengebirge. Sie gehören vermutlich höheren Horizonten des kristallinen Gebirges an, denn bald erscheinen im Eisengebirge in derselben Richtung zusammengestaute Phyllite und selbst silurische Gesteine.

Im großen vermißt man im Donau-Moldaugebiete jene Einheitlichkeit des Streichens großer Faltungszonen, welche den jüngeren Kettengebirgen eigen ist, und nichts deutet auf eine einheitliche Hebungsachse weder im böhmisch-mährischen Hochlande noch im Böhmerwalde.

III. Abschnitt.

Das südliche Urgebirge (Fortsetzung).

Die moravische Zone. Lagerungsverhältnisse in der nördlichen Abteilung. Lagerungsverhältnisse in der südlichen Abteilung. — Quarzgänge. — Erze. Gold. — Silber. — Landschaftlicher Überblick. — Das Bergland im Südwesten. — Das Plateauland. — Die tertiären Ebenen. — Die Donaufurche.

Die moravische Zone.

Diese Zone zerfällt in zwei getrennte Partien. Die nördliche, die Abteilung von Groß-Bittesch, nimmt den Ostrand des südlichen Urgebirges von Swojanow (südwestlich von Brüsau) bis Oslawan ein; im Norden bis Kunstadt und dann bis Tischnowitz ist noch ein schmaler Saum von Donau-Moldaugesteinen vorgelagert. Von Oslawan bis Mährisch-Kromau treten auf eine kurze Strecke die Granulite und Serpentine des Donau-Moldaugebietes bis an das Rotliegende des Ostrandes. Von Mährisch-Kromau südwärts bis zum Manhartsberge besteht wieder der ganze Urgebirgsrand, mit Ausnahme einiger kleiner aber wichtiger Vorlagen, aus moravischen Gesteinen. Die innere Grenze gegen das Donau-Moldaugebiet beginnt nahe dem Saume der transgredierenden Kreide bei Swojanow und zieht über Stjepanau südwärts nach Louczka bei Tischnowitz, von hier folgt sie den Granitaufbrüchen bis gegen Groß-Bittesch und umschließt die nördliche Abteilung mit einem weit südwärts ausgreifenden Bogen, der über Namiest durch das Oslawatal gegen Oslawan verläuft. Die innere Grenze der südlichen Abteilung verläuft von Mährisch-Kromau südwestlich über Wischenau gegen Frain bei Znaim, dann über Kotaun bei Geras in Niederösterreich. In der Gegend westlich von Pernegg beschreibt sie einen ziemlich regelmäßigen Bogen aus der südwestlichen in die östliche Richtung, zieht nördlich der Stadt Horn vorbei, wendet sich dann aber wieder bald gegen Süd und folgt beiläufig dem Rande der Horner Tertiärbucht bis an den Fuß des Manhartsberges.

Die Linie mit diesem merkwürdigen Verlaufe ist in der Oberflächengestaltung gar nicht, in dem Gegensatze der Gesteinstypen aber sehr scharf und deutlich ausgeprägt.

Kaum eines der bezeichnenden Gesteine des Donau-Moldaugebietes erscheint wieder im moravischen Gebiete. Dem letzteren fehlen gänzlich die Biotitgneise des Gföhler Typus, namentlich die dort so bezeichnenden Fibrolith-, Granat- und Cordieritgneise, sowie die Granulite und ebenso die großen Stöcke von Serpentin und Peridotit.[1]) Auch die Granitintrusionen und die verschiedenartigen Ganggesteine des Donau-Moldaugebietes hören an der moravischen Grenzlinie gänzlich auf. Die zahlreichen pegmatischen Adern des Westens scheinen verschwunden und ersetzt

[1]) Eine Ausnahme bilden vielleicht die von Tausch entdeckten spärlichen Vorkommnisse von Olivindiabas aus der Gegend zwischen Tischnowitz und Nedwieditz.

durch einen ganz besonderen Reichtum von Gängen reinen, weißen Quarzes. Trotzdem fehlen auch den moravischen Gneisen die Pegmatitadern nicht ganz, ihr Auftreten ist aber ein sehr spärliches. Auch sind sie recht verschieden von den Pegmatiten, welche die Granitstöcke begleiten. Es sind meist nur schwächere, muskowitführende Adern und Trümmer. Niemals sind aus dem moravischen Gneisgebiete die schwarzen Turmaline bekannt geworden, welche nur selten den Pegmatiten des Westgebietes fehlen. Die Granite am Ostrande des Urgebirges in der Umgebung von Eggenburg und Maißau in Niederösterreich sind ganz verschieden von denen der westlichen Gebiete; von ihnen wird weiter noch die Rede sein. Auch die spärlichen Vorkommnisse von Eisenerzen im nördlichen Teile des moravischen Gebietes haben nichts gemein mit den Erzgängen im nördlichen Mähren und in Böhmen.

Weitaus das verbreitetste Gestein sind hier Gneise von recht wechselnder Beschaffenheit, die aber unschwer als der Entstehung nach zusammengehörig und als durch Gebirgsdruck veränderte Granitporphyre erkannt werden können. Vom nördlichsten Ende des moravischen Gebietes, zwischen Kunstadt und Stiepanau, hat sie Rosiwal als Granitgneise und Augengneise beschrieben;[1]) bei Groß-Bittesch in Mähren habe ich die gleichen Gesteine mit dem Namen Bittescher Gneis belegt.[2])

Der am meisten verbreitete und bezeichnende Typus sind wohlgeschieferte, plattige Augengneise, mit relativ spärlichem Biotit, der niemals so großschuppig wird wie in den katogenen Gneisen, sondern vermengt mit Sericit feinschuppige, seidenglänzende und wolkig verteilte Aggregate auf den Schieferungsflächen bildet. Die Orthoklasaugen erscheinen auf der Schieferungsfläche als erbsengroße oder größere, knotige Erhabenheiten, im Querbruche als weiße Flecken von linsenförmigem Querschnitte; häufig und namentlich wo die Augen recht groß werden, sind noch die regelmäßigen Kristallumrisse erhalten geblieben, oder man sieht deutlich mit freiem Auge, wie die Querschnitte der Karlsbader Zwillinge zu spitzrhombischen Figuren deformiert werden. Unter dem Mikroskope geben die wolkigen Mikroklingitterung der Feldspate und die mikropegmatitischen Anwachszapfen in den toten Räumen der Augen Zeugnis von der Veränderung, welche das Gestein durch Dynamometamorphose erfahren hat. An vielen Punkten hat das Gestein noch die massigere Struktur bewahrt; solche Gneisgranite, meist von blaßrötlicher Farbe — grobkörnige zweiglimmerige Granite bilden einige Kuppen im nördlichen Gneisgebiete — finden sich auch in sehr beschränkter Ausdehnung noch weit im Süden in den Gegenden zwischen Groß-Bittesch und Namiest, als wohl gebankter Granit, in dem die porphyrischen Feldspate

---

[1]) A. Rosiwal. Schlußergebnisse der Aufnahme des kristallinischen Gebietes im Kartenblatte Brüsau und Gewitsch. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 176 und frühere Aufnahmsberichte ebenda.

[2]) Der Bau des Gneisgebietes von Namiest und Groß-Bittesch in Mähren. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 505.

zurücktreten, ist das Gestein bei Znaim ausgebildet (Fig. 7). Im allgemeinen nimmt jedoch die dynamische Veränderung des Gesteins gegen Süden und gegen die Ränder des Gebietes zu. In erster Linie äußert sich das in dem Kleinerwerden der Feldspataugen und in der Zunahme des lichten Glimmers gegenüber dem dunkeln in einzelnen Lagen. Östlich von Segen-Gottes findet man einzelne Partien von reinem Sericitgneis, der allerdings teilweise aus aplitischen Lagen im Bittescher Gneis hervorgegangen sein mag. Fast rein sericitischen, selbst auch dünnschiefrigen Habitus gewinnt der Gneis auf weite Strecken in dem südlichen Abschnitte des moravischen Gebietes. Die Feldspataugen sind, wenn auch in der Regel etwas kleiner, doch fast



Fig. 7. Bankung im Bittescher Gneis (Granitgneis). Rabenstein bei Znaim, Thayatal.

überall erhalten geblieben und treten in gleicher Weise als knotige Erhabenheiten hervor. Die auffallend regelmäßige und ebenflächige Bankung des Gesteins gewährt ganz das gleiche Landschaftsbild, wenn man durch das Chvoinitzatal bei Kralitz in Mähren zur Oslawa oder wenn man durch den Mödringbach bei Pernegg gegen die Stadt Horn in Niederösterreich wandert. Die Ähnlichkeit wird noch dadurch sehr gesteigert, daß die regelmäßigen Gesteinsbänke, welche die felsigen Talgehänge bilden, hier wie dort ganz gleichmäßig unter etwa 40° südwärts einfallen. Ja selbst in kleinen Einzelheiten wird man bei einer Wanderung durch die betreffenden Gegenden Niederösterreichs und Mährens daran erinnert, daß man sich in zusammengehörigen Gneisgebieten befindet, wenn man z. B. in Goggitsch, Geras oder Kottaun, westlich von Frain, als Übergänge über die Straßen-

gräben zu den Hauseingängen, vor dem Flur oder als Stiegenstufen dieselben hellfarbigen und mattseidenglänzenden, schwach knotigen Gneisplatten sieht, wie bei Jeneschau und an vielen anderen Orten der Gegend zwischen Groß-Bittesch, Namiest und Segen-Gottes in Mähren, eine Verwendung, zu der die mehr flaserigen und mehr gefältelten Biotitgneise des Donau-Moldaugebietes nur in geringerem Maße geeignet sind. Trotzdem die Beschaffenheit dieser Gneise zwischen rein granitischem und dünnschiefrigem sericitischen Habitus schwankt, kann doch nicht gezweifelt werden an der Zugehörigkeit derselben zu einer gemeinschaftlichen Zone vom Manhartsberge bis Ols in Mähren.

Neben dieser Gneisart spielen Phyllite die Hauptrolle unter den Gesteinen des besprochenen Gebietes, und zwar treten sie in zweierlei Horizonten auf. Die einen gehören einem relativ wenig mächtigen, doch recht mannigfachen Zuge an, welcher stets im Hangenden der Gneise auftritt, mit den benachbarten Glimmerschiefern des Donau-Moldaugebietes in inniger Beziehung steht und durch Übergänge verbunden ist. Ihre größte Verbreitung erlangen die Gesteine dieses Zuges im äußersten Norden bei Öls und Swojanow, wo sie streckenweise fast schwebende Lagerung annehmen. Rosiwal hat sie hier als die Phyllitgruppe zusammengefaßt. Sie enthalten glimmerreiche, seidenglänzende, helle und dunkle Phyllite, meist granatführend, oft auch graphitisch, daneben ganz feingefältelte und feinschuppige, plattige Biotitschiefer und Quarzitbänke, ferner auch feinkörnige, plattige und polygonal zerfallende Gesteine, die bloß aus Feldspat und Quarz bestehen und demnach als Aplite oder Granulite bezeichnet werden könnten, aber bei dem Fehlen von Granaten sowie nach ihrer Struktur und nach ihrem geologischen Auftreten sicher mit den genannten Gesteinen gar nichts zu tun haben. Neben schiefrigen und meist feldspatfreien Amphiboliten gehören noch reichliche Kalkzüge und schmale Graphitlager zu den bezeichnenden Gesteinen der Gruppe.

Wo die Glimmerschiefer an die moravische Grenze herantreten, sind auch die Gesteine der Phyllitgruppe vorhanden, die Bittescher Gneise im Hangenden umsäumend. Aus dem Ölser Gebiete ziehen sie, während sich das Band entsprechend der steileren Schichtstellung immer mehr verschmälert, nach Südsüdost gegen Kunstadt und nach Südsüdwest und Süd über Stjepanau nach Louczka bei Tischnowitz, wo sie an einer später zu erwähnenden Verwerfung zugleich mit den benachbarten Glimmerschiefern plötzlich abbrechen. Südöstlich von Groß-Bittesch erscheint das Band neuerdings im Hangenden des Bittescher Gneises, mit derselben Gesellschaft von plattigen Quarziten, Biotitschiefern, granulitartigen Schiefern, Amphiboliten und Kalken, in eine recht schmale Zone zusammengedrängt, und streicht bogenförmig über Namiest gegen Oslawan. Dieser Zone gehören im Norden die bekannten Graphitvorkommnisse von Öls, Swojanow und Kunstadt an; auch in dem südlichen Streifen befinden sich an mehreren Punkten spärliche Graphitausbisse und bei Czuczitz nächst Oslawan kann man jetzt noch die ver-



Fig. 8. Die nördliche Abteilung der moravischen Zone.

fallenen Baue sehen. Wir können also unter den mährischen Graphiten zweierlei Vorkommnisse unterscheiden, nämlich die zerstreuten Linsen und Schmitzen in den Cordieritgneisen und Schiefergneisen im Westen und die an einen bestimmten Horizont gebundenen Lager der Phyllitgruppe.

Im südlichen Teile des moravischen Gebietes ist die Zone der äußeren Phyllite weniger entwickelt als im Norden; auch wurden bis jetzt Graphite in derselben nur ganz spärlich nachgewiesen. Sie liegt in konkordanter Folge unter den Glimmerschiefern ebenso bei Petrowitz südlich von Mährisch-Kromau, wie in der Umgebung von Geras und Horn in Niederösterreich.

Die zweite Abteilung der Phyllite mag im Gegensatze zu dieser äußeren Zone mit dem Namen der inneren Phyllite belegt werden; sie bilden ausgedehntere, aber viel einförmigere Einlagerungen im Bittescher Gneis und treten nirgends bis an den Rand des moravischen Gebietes. Das herrschende Gestein ist feingefältelter, grauer Tonglimmerschiefer, ohne Granaten und ohne Übergänge in echten Glimmerschiefer; ein sehr bezeichnendes Begleitgestein sind graue körnige Kalke, welche in der Regel an der Grenze dieser Phyllite gegen den Gneis erscheinen.

Lagerungsverhältnisse in der nördlichen Abteilung.

Der tektonische Bau der moravischen Gneisgebiete ist höchst merkwürdig und noch nicht in befriedigender Weise aufgeklärt. Nach den Erfahrungen in anderen Gebieten der Erde, nach dem verschiedenen Grade der Metamorphose und nach ihrer zonenweisen Lagerung im Kartenbilde sollte man nachstehende Reihenfolge der hier in Betracht kommenden Gesteinsglieder von unten nach oben voraussetzen:

1. Gneise und Granulite des Donau-Moldaugebietes,
2. Glimmerschiefer,
3. Gesteine der Phyllitgruppe oder äußere graphitführende Phyllitzone,
4. Bittescher Gneis,
5. innere Phyllite mit grauen körnigen Kalken.

In der Tat wird jedoch in dem ganzen moravischen Gebiete und an seinen Grenzen das Gegenteil beobachtet.

Fassen wir zunächst die Bittescher Abteilung ins Auge. Gelegentlich einer Besprechung der Graphitvorkommnisse von Swojanow hat Lipold die Lagerungsverhältnisse in dem stark verschmälerten Endstücke, welches auf böhmisches Gebiet übergreift, zur Darstellung gebracht. Nur der Rand des moravischen Gebietes, die Glimmerschiefer und die äußere Phyllitzone sind hier vorhanden; die inneren Bittescher Gneise erscheinen erst weiter südlich auf mährischem Gebiete. Die Gneise des Donau-Moldaugebietes („rote Gneise") sind nach Lipold durch eine nordsüdstreichende Dislokation abgetrennt von den genannten Gesteinen. Sie bilden ihrer Lagerung nach das Nordende eines in der Nordsüdrichtung gestreckten Ellipsoides mit konzentrisch schaliger Anordnung der verschiedenen, wechsellagernden Schiefergesteine.

Von Norden, von Osten oder von Westen gegen das Innere des Aufbruches fortschreitend, trifft man auf immer tieferliegende Glieder. Der östliche Flügel dieser Aufwölbung verschwindet bei Alt-Swojanow und bei Studenetz unter der transgredierenden Kreidedecke. Die zwei von LIPOLD gegebenen Profile erläutern den Sachverhalt aufs deutlichste (Fig. 9 und 10).[1])

In neuerer Zeit hat A. ROSIWAL dieses Gebiet und die anschließenden mährischen Landesteile einer sehr detailierten Aufnahme unterzogen. Er bestätigte die Beobachtungen LIPOLDS, teilte aber nicht die Auffassung, indem er bemerkte, daß das böhmische Gebiet allein nicht im stande wäre, den richtigen Schlüssel für die Lagerungsverhältnisse zu liefern. Es ist klar, daß das Bild einer Antiklinale, in deren Kern sich die jüngeren Glieder befinden, in welcher der Tonschiefer den Glimmerschiefer unterteuft, für ROSIWAL nicht befriedigend erscheinen konnte. In der Tat schienen die Profile, welche noch weiter südlich durch das Phyllitgebiet gelegt wurden, eine andere und

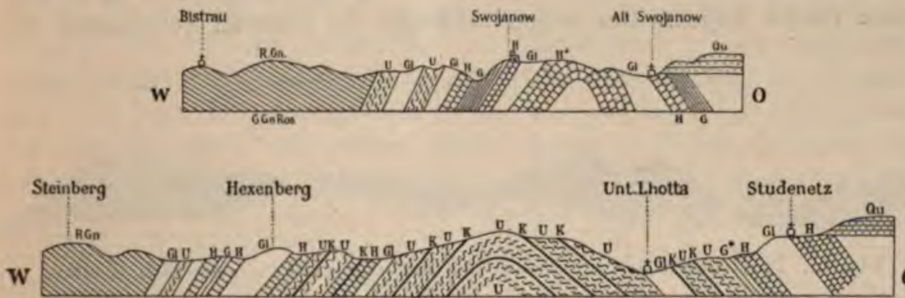


Fig. 9 und 10. Profile durch das Nordende der moravischen Zone nach LIPOLD. *R Gn* (roter Gneis nach LIPOLD, grauer Gneis nach ROSIWAL) = zweiglimmerige Schiefergneise und Glimmerschiefer, *Gl* Glimmerschiefer, *U* Phyllit, *H* Hornblendegesteine, *K* Bänke von kristallinischem Kalkstein, *Qu* Kreide.

einfachere Deutung der tektonischen Verhältnisse zuzulassen. Das Profil Fig. 11 durchquert den mittleren Teil des Ölser Phyllitgebietes, östlich beginnend im Tale des Krzetinkabaches. Bei Porzitsch trifft man in einer steil westwärts einfallenden Schichtfolge die normale Lagerungsweise, über den Gneisen Glimmerschiefer mit Amphiboliten und Kalken und dann die Phyllite mit den graphitführenden Kalklagen. Im sanften Gehänge gegen Czerkow hat die Schichtstellung zu weniger geneigtem Ostfallen gewechselt. In der Tat lassen sich diese durch die Beobachtung gegebenen Verhältnisse leicht ergänzen zu dem Bilde einer Partialsynklinale, welche den Oustuper Berg umfaßt. Im Liegenden der Phyllite findet man jedoch nicht, wie man zunächst erwarten sollte, die Glimmerschiefer, sondern den Bittescher Gneis, hier in seinem nördlichsten Ausläufer von ROSIWAL als Granitgneis bezeichnet und als eruptive Kuppe

[1]) LIPOLD. Graphitlager nächst Swojanow in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XIII, 1863, S. 261.

aufgefaßt. Die flachwellige Lagerung der Phyllite bei Öls und in den mährischen Bergen wendet sich jenseits des Tales von Lhotta zu immer steilerem Westfallen, bis diese Gesteine steil unter die Glimmerschiefer hinabtauchen; die letzteren werden wieder von den westlich anschließenden schuppigen Gneisen überlagert. Seiner Auffassung entsprechend hat Rosiwal ganz folgerichtig die Kalklager in den westlichen Phylliten als wiederholte Aufbiegungen derselben Schichten aufgefaßt und zu kleinen Synklinalen ergänzt.

Merkwürdigerweise sprechen aber die Erscheinungen in den noch südlicheren Gebieten zu Gunsten der Auffassung Lipolds. Die verkehrte Lagerung am Westende des Ölser Profiles setzt sich mit geradlinigem Streichen südwärts fort bis Louczka bei Tischnowitz. Zu einer großen, nun als ganz selbständig erkannten Region erweitert, erstreckt sich das Bittescher Gneisgebiet bis weit nach Süden, wo ihm bei Namiest und Oslawan genau dieselben Gesteine wie in der Ölser Phyllitgruppe mit steilem Einfallen auflagern, über die in derselben Weise die Glimmerschiefer und die schuppigen Gneise folgen. Der Bogen schwenkt bei Oslawan vollkommen um,

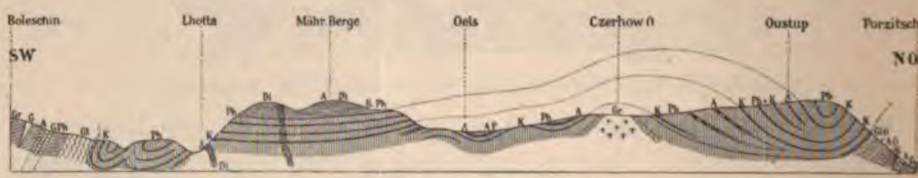


Fig. 11. Profil durch den nördlichen Teil der moravischen Zone nach Rosiwal.
Gr Gn grauer Gneis = Schiefergneis, *G* Gneis, *Gr* Granitgneis = Bittescher Gneis, *G Ph* Gneisphyllit, *A* Amphibolitschiefer, *Gl* Glimmerschiefer, *Ph* Phyllit, *AP* Amphibol-Porphyroid, *BPh* Biotitphyllit, *K* kristallinischer Kalk, *Di* Diabas.

so daß die Phyllite und Kalke unmittelbar an der Rotliegendgrenze mit ihrem nordöstlichen Streichen bereits dem Ostflügel der breiten Aufbiegung angehören und ostwärts einfallen. Nirgends kehrt die normale Schichtfolge wie bei Porzitsch im Osten des Ölser Profiles wieder und nirgends erscheinen im Innern des Gebietes im Liegenden der Phyllite die Glimmerschiefer. Vollkommen parallel dem äußeren Randbogen vollzieht sich innerhalb des Bittescher Gneises die Wendung des Streichens aus der Nordsüdrichtung in der Umgebung von Groß-Bittesch, übergehend in die Westostrichtung zwischen Zbraslau und Kettkowitz und ganz allmählich nahe dem Rotliegendrande wieder in die Nordnordostrichtung zurückkehrend, so daß der Gneis und das Rotliegende, die bei Oslawan schiefwinkelig aneinander stoßen nördlich von Segen-Gottes scheinbar konkordant übereinander liegen. Überall ist das Fallen der Gneisbänke ganz gleichmäßig unter einem ziemlich steilen Winkel (zirka 40°) nach außen gerichtet.

In den Hügeln unmittelbar östlich und nordöstlich von Tischnowitz und beim Dorfe Zelezny erscheint knapp am Rande gegen das Rotliegende eine Partie von granatführenden Glimmerschiefern und glimmerreichen Gneisen,

welche, südostfallend, ebenso wie anderorts die dortigen kalkführenden Phyllite überlagert.[1]) Wie Tausch hervorhebt, sind auch hier die hangenden Kalkbänke weniger kristallinisch als die liegenden, eine Beobachtung, die auch Rosiwal an den Kalkbänken in der Mitte des Ölser Profiles gemacht hat und die vollkommen entsprechend der Überlagerung der Phyllite durch die Glimmerschiefer auch im südlichen Bogen bestätigt werden kann. Das Vorkommen von Pegmatit bei Zelezny zeigt im Vereine mit den übrigen Merkmalen, daß man sich hier bereits wieder in dem östlichen Flügel der Aufwölbung befindet, in welchem die im Westen dem Bittescher Gneise auflagernden Gesteine wiederkehren.

Der bedeutsamste Umstand aber, der gegen die Auffassung der Bittescher Gneisregion als große Mulde mit kompliziert überfalteten Rändern spricht, ist das Auftauchen noch tieferer Glieder unter den Gneisbänken. Es sind das die oben erwähnten inneren Phyllite mit den begleitenden grauen Kalken, die Gesteine mit dem geringsten Grade der Umwandlung. Schon in der näheren Umgebung von Groß-Bittesch weisen wiederholte Einlagerungen von graphitführenden Phylliten im Gneise auf eine Komplikation der inneren Lagerungsverhältnisse. Bei Swatoslau und Przibislawitz erscheint eine Bank von grauem Kalke, welche in Übereinstimmung mit den allgemeinen Lagerungsverhältnissen unter den Gneis einfällt; sie läßt sich in ihrem bogenförmigen Verlauf, der den Bogen der äußeren Phyllite genau wiederholt, über Zhorsch und Domaschow gegen Laschanko verfolgen. Die Kalkbank bildet das unmittelbar Hangende der einförmigen inneren Phyllite, die somit ebenfalls eine tiefere Lage einnehmen als der Bittescher, Gneis. Im innersten Teile der Aufwölbung erscheint jedoch abermals Gneis ohne daß sich die Kalkbank am Phyllitrande wiederholen würde. Das Gestein ist wohl etwas feinkörniger als der Bittescher Gneis, die Feldspataugen etwas kleiner und mehr rundlich, zu den Glimmermineralien tritt noch chloritisches Material hinzu, doch kann es nicht mit Bestimmtheit vom äußeren Gürtel des Bittescher Gneises abgetrennt werden.

Das Profil Fig. 12 reicht von den Graniten bei Zahradka südöstlich von Groß-Bittesch bis an das Rotliegende bei Deutsch-Kinitz und durchschneidet den südlichen Teil des Bogens der inneren Phyllite, in welchem der innerste Teil der Aufwölbung, die Wiederkehr der Bittescher Gneise, nicht mehr zu Tage tritt. Im Westen des Profiles befindet man sich noch innerhalb der Gneise des Donau-Moldaugebietes, welche hier, wie anderwärts, steil unter den porphyrischen Amphibolgranitit des Groß-Meseritscher Stockes einfallen. Wenig südlich von der Profillinie erscheinen bereits als Einlagerungen im Gneis die Granulite, welche bei Namiest zu breiten Zügen anschwellen.

---

[1]) Tausch hat die Glimmerschiefer beobachtet, aber nicht auf der Karte ausgeschieden. Über die kristallinischen Schiefer und Massengesteine etc. nördlich von Brünn. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 295.

Das breite Band von Glimmerschiefern und großschuppigen Gneisglimmerschiefern, welches sonst auf weite Strecken den Ostrand des Donau-Moldaugebietes begleitet, ist hier nicht vorhanden; zwischen den Gneisen und den Phylliten befindet sich eine deutliche Störung, die weiter unten als Namiester Dislokation besprochen wird. Nur ein schmales Band von Biotitschiefern im Westen der Phyllite kann als ein Rest der hangenden Serie gelten, welches an der Dislokation erhalten geblieben ist. Das Streichen der mannigfachen, zum Teil graphitführenden Gesteine der Phyllitgruppe ist hier fast genau gegen Süden gerichtet; die Gneise mit ihren Amphibolitlagern wenden sich dagegen bereits hier etwas gegen Westsüdwest. Die Diskordanz kann natürlich in dem Profile nicht zum Ausdrucke kommen.

Das Profil erreicht im Osten nicht mehr den hangenden Gegenflügel, da es von dem Rotliegendzuge bei Deutsch-Kinitz abgeschnitten wird. Er kann nach den viel weiter nördlich bei Tischnowitz auftretenden Phylliten und Glimmerschiefern ergänzt werden.

Die nördliche Abteilung des moravischen Gebietes kann also nicht als eine muldenförmige Einlagerung von Phylliten innerhalb der jüngeren Gneise

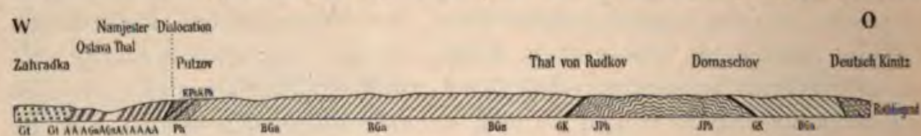


Fig. 12. Profil durch den Süden der Bittescher Abteilung der moravischen Gneiszone. *Gt* Amphibolgranitit, *Gn* Gneis, *A* Amphibolit (des Donau-Moldaugebietes), *BGn* Bittescher Gneis, *Ph* äußere Phyllite, *JPh* innere Phyllite, *K* kristallinischer Kalk, *GK* grauer Kalk der inneren Phyllite.

aufgefaßt werden. Die langgestreckte unregelmäßige Fläche des Bittescher Gneises mit den Rändern von Phylliten und Glimmerschiefern und den am wenigsten umgewandelten Gesteinen in der Mitte bietet so in der horizontalen Projektion das Bild einer Synklinale; das Profil ist aber dasjenige einer Antiklinale und darin liegt der bisher ungelöste Widerspruch.

An der Strecke von Jassenitz südwestlich von Groß-Bittesch bis Louczka bei Tischnowitz fehlt die Randzone der Phyllite und Glimmerschiefer; der Bittescher Gneis grenzt unmittelbar an die aplitischen Randgesteine des Amphibolgranites und die Störungslinie tritt im Kartenbilde so deutlich hervor, daß sie einer näheren Erläuterung nicht bedarf. Ich habe sie als die Bittescher Dislokation bezeichnet. Wahrscheinlich setzt sie sich noch innerhalb des Bittescher Gneises weiter nach Nordosten fort und verursacht, vielleicht vergesellschaftet mit anderen Störungen, die eigentümliche Zerstückelung der inneren Phyllitgebiete in der Umgebung von Lomnitz nördlich von Tischnowitz und die plötzlichen und sonderbaren Änderungen im Streichen bei Lissitz und Drnowitz nahe dem Rotliegendrande.[1]) Auch

[1]) Diese Gebiete wurden in die Karte nach den Aufnahmen von Tausch eingetragen; ich konnte sie aus eigener Anschauung nur teilweise kennen lernen.

die Lagerungsverhältnisse der sogenannten archäischen Quarzconglomerate und der sie begleitenden Kalke am Kwetnitzaberge und südwestlich von Tischnowitz sind noch nicht vollständig aufgeklärt; sie gehören jedoch höchstwahrscheinlich zu den inneren Phylliten.

Der Bittescher Dislokation und ihrer mutmaßlichen Fortsetzung ist die Verzerrung des Bittescher Gneisgebietes zuzuschreiben, welche auf der Karte in der Verschiebung der nördlichen Hälfte der breiten Aufwölbung gegen Osten oder Nordosten ihren Ausdruck findet. Die Spuren des Gegenflügels bei Tischnowitz sind ihrer Lage nach noch zur südlichen Hälfte zu rechnen, da sich zu dem Ostflügel des nördlichen Teiles, der südlich von Kunstadt am Rotliegenden abbricht, nur in gezwungener Weise eine Verbindung konstruieren ließe und auch die auffallende Verschmälerung der Aufwölbung zwischen Louczka und Tischnowitz unerklärt bliebe.

Lagerungsverhältnisse in der südlichen Abteilung.

Die Lagerungsverhältnisse in der Znaimer Abteilung der moravischen Region stimmen, soweit sie bis jetzt aufgeklärt sind, auffallend überein mit denen der Bittescher Abteilung. Die Haupterstreckung ist nicht mehr nordsüdlich, sondern direkt gegen Südwest gerichtet. Die östliche Grenze wird nicht mehr vom Rotliegenden gebildet; es ist die tertiäre Bedeckung, welche von Osten her in mannigfach gestalteten Lappen und Buchten über das Urgebirge übergreift und den östlichen Teil dieses moravischen Zuges verhüllt.

Das Aufhören des Rotliegendzuges bei Mährisch-Kromau und Mislitz hat auch zur Folge, daß sudetische Gesteine, nämlich Devon und Culm, und die Bildungen der Brünner Eruptivmasse, namentlich die aplitischen und granitischen Randbildungen der letzteren von Osten her in das moravische Gebiet eingreifen und so die Trennung der Gesteine und die Erkenntnis des wahren Sachverhaltes erschweren. Der Brünner Eruptivmasse sind mit größter Wahrscheinlichkeit auch die Granite von Meißau, Eggenburg und Retz zuzurechnen.

Im Rokytnatale, wenig südlich von Mährisch-Kromau, beim Dorfe Rakschitz, trifft man auf die Phyllite des hangenden Zuges des moravischen Gebietes; die guten Aufschlüsse an beiden Talgehängen zeigen deutliches Einfallen der Schieferung in zirka 40° gegen West etwas Nord. Bald nach der Biegung der Straße, welche nach Wolframitz führt, zeigen sich im Liegenden der Phyllite sericitische Augengneise als die unverkennbaren Vertreter des Bittescher Gneises.

Gegen Westen aber gelangt man schon nach einigen hundert Schritten in die großschuppigen, granatführenden Glimmerschiefer, welche die Phyllite überlagern. Der Glimmerschieferzug, begleitet von den zweiglimmerigen, großschuppigen Gneisen, verbreitert sich allmählich, wenn er auch nicht die Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit erreicht, mit der er bei Oslawan verschwunden ist. Kalklager treten merkwürdigerweise in diesen Zonen erst weiter südlich bei Petrowitz und bei Skalitz auf.

Die Fortsetzung der Glimmerschiefer gegen Südwest ist nach Pauls Aufnahmen im Kartenblatte Znaim bei Tief-Maispitz und Ruditz ersichtlich; später wird sie undeutlicher.

Auf niederösterreichischem Gebiete bei Langau und Kottaun nördlich von Geras und bei Kirchjapons sind Donau-Moldaugebiet und moravisches Gebiet allem Anscheine nach wieder durch eine Dislokation geschieden; hier treffen die kalk- und graphitreichen Schiefergneise von Norden her mit mancherlei Biegungen im ganzen Süd bis Südsüdwest streichend im spitzen Winkel auf die direkt südweststreichenden moravischen Gesteine. Eine eigentliche Randzone als Stellvertretung der hangenden Phyllite und Glimmerschiefer ist nicht mehr vorhanden, ihre einzige Vertretung besteht, wie es scheint, in einer schmalen Zone von schuppigen Zweiglimmergneisen, welche an der Straße südlich von Kottaun neben Amphiboliten spärlich aufgeschlossen ist. Erst bei Trabernreith und Wappoltenreith an der Franz Josefsbahn kommt wieder eine deutlichere Außenzone von Phylliten und Glimmerschiefern zum Vorschein. Sie folgt dem merkwürdigen Bogen über Messern gegen Mödering nördlich von Horn, wird aber hier zum großen Teile verhüllt durch Miocän. Sehr deutlich entwickelt ist sie wieder in den granat- und staurolitführenden Glimmerschiefern und Phylliten bei Breiteneich und Dreieichen, in den graphitführenden Phylliten bei Stockern, in den leptinitartigen Gesteinen, den plattigen Quarziten und plattigen Biotitschiefern bei Reinprechtspölla und in mehreren Kalkzügen. Es tauchen im ganzen, wenn auch in etwas geringer Ausdehnung, doch in ganz derselben auffallenden Lagerungsweise, dieselben Gesteine wieder auf wie weit im Norden. Der Zug der moravischen Gesteine ist schon nördlich vom Mannhartsberge bedeutend verschmälert und reicht nicht bis zur Donau, denn in den sonnigen Weingärten, welche den Steilrand zur Donauebene bei den Dörfern Etzdorf, Wagram und Fels überziehen, können nur die Schiefergneise und Amphibolite der Randzone des Donau-Moldaugebietes nachgewiesen werden.

Zum Ausgangspunkte für die Besprechung der tektonischen Verhältnisse, soweit sie nun bis jetzt klar geworden sind, möge ein Profil dienen, welches durch die westliche Ausbuchtung der Znaimer Abteilung von Geras südwärts gegen Horn gelegt ist (Fig. 13). Die Kalkbänke in den Schiefergneisen zwischen Drosendorf und Kottaun werden von dem Profil nicht in dem vollen Winkel ihres Fallens geschnitten, da ihr Streichen sich der Nordsüdrichtung nähert; ihr Einfallen ist gegen Nordwest gerichtet. Bei Kottaun wird eine Dislokation angenommen. Nach den undeutlichen Spuren von schuppigen Zweiglimmergneisen tritt man in das Gebiet der Bittescher Gneise; steil nordwestfallend bilden sie die weißen sericitischen Felsbänke auf der Höhe, die den Markt Geras südlich überragt. Bei Goggitsch und Harth nördlich von der Station Hötzelsdorf der Franz Josefsbahn trifft man auf glimmerige und plattig schiefrige graue Kalke, ebenfalls nordwestfallend; man erkennt leicht das Band grauer Kalke wieder, welches im Norden im Gebiete östlich von Groß-Bittesch die inneren Phyllite umsäumt. Hier nehmen

die Kalke gegen West immer flachere, ja selbst schwebende Lagerung an, so daß bei Pernegg das Band eine bedeutende Verbreiterung erfährt. Daß jedoch horizontale Lagerung hier nicht gleichbedeutend ist mit ungestörter Lagerung, zeigen die in den Schotterbrüchen aufgeschlossen liegenden Überfaltungen der Kalkbänke.

Unmittelbar auf die grauen Kalke folgen die einförmigen inneren Phyllite. Am Trampelberge bei Posseldorf (Hölzelsdorf S.) wendet sich ihr bisher nördliches Fallen gegen Süd, so daß man sich hier im Scheitel oder im innersten Kerne der Aufwölbung befindet. Bei der Hammerschmiede im Grunde des Möderinger Tales kommt wieder die Kalkbank zum Vorschein und die überlagernden, hier ganz typischen sericitischen Augengneise setzen von hier südwärts die Talwände zusammen bis zum Eintritte in das tertiäre Flachland, welches von Mödering bis Horn die Grenzzone zwischen moravischen Gneisen und den Gföhler Gneisen verdeckt. Ihr Vorhandensein läßt sich aber leicht aus den bei St. Bernhard im Westen auftretenden Glimmerschiefern erschließen, und daß sie weiter im Osten bei Breiteneich und Dreieichen wieder in voller Entwicklung zum Vorscheine kommt, wurde bereits erwähnt.



Fig. 13. Profil durch den Westen der Znaimer Abteilung der moravischen Gneiszone. *Gn* Gneis, *A* Amphibolit, *Gl* Glimmerschiefer, *B Gn* Bittescher Gneis, *JPh* innere Phyllite, *GK* graue Kalke der inneren Phyllite.

M i t a l l e n E i n z e l h e i t e n d e r S c h i c h t f o l g e u n d d e r L a g e r u n g k e h r t d e m n a c h d i e e r s t a u n l i c h e E r s c h e i n u n g e i n e r s c h e i n b a r e n u m g e k e h r t e n A u f w ö l b u n g w i e d e r, auf deren Deutung schon bei der Betrachtung des nördlichen moravischen Gebietes vorläufig verzichtet werden mußte.

Über das Gebiet von Hardegg an der Thaya setzen sich nach den Aufnahmen von Paul die inneren Phyllite gegen Nordosten fort, anfangs einen breiten Zug bildend, später aber verschmälert bis an die Culm- und Devongesteine bei Hosterlitz und Mislitz. Die Achse der Aufwölbung liegt weiter südöstlich auf einer Linie nordöstlich von Retz gegen Znaim, so daß die Gneisbänke bei Retz und im Thayatale unterhalb Znaim gegen Südost einfallen. Die Gneise südöstlich von dem Phyllitzuge haben nach Paul eine etwas andere Beschaffenheit als das äußere Gneisband; in der Gegend von Znaim und Retz herrschen zum großen Teil granitische Biotitgneise. Diese stellen die allertiefsten Schichtglieder der Aufwölbung und eine weniger veränderte Abart der Bittescher Gneise vor.

Ebenso wie in der nördlichen Abteilung lassen sich auch hier an zwei Stellen die Spuren eines Gegenflügels von überlagernden Donau-Moldau-

gesteinen nachweisen. Im Norden zwischen Hosterlitz und Mislitz kann man sie vielleicht in den südweststreichenden und südostfallenden Zügen von Granulit, Amphibolit und Gneis vermuten, welche inselartig aus dem Löß hervorragen. Aber wahrscheinlich setzt hier eine Dislokation die Rotliegendfurche in das Urgebirge fort und verschleiert die Verhältnisse. Die zweite Stelle besteht in einem ganz kleinen Aufschlusse ostfallender Granatglimmerschiefer zwischen Lehm und miocänem Tegel bei Frauendorf am Schmiedabache, östlich von Meißau bei Eggenburg in Niederösterreich.

Nach dem Gesagten sind die Grenzen zwischen dem moravischen und dem Donau-Moldaugebiete zweierlei; entweder ist die Randzone der Phyllite mit den überlagernden Glimmerschiefern vorhanden, dann ist Konkordanz im Streichen zwischen beiderlei Gesteinen vorhanden, wie an den Strecken vom Mannhartsberge gegen Dreieichen und Breiteneich bei Horn, bei Ribnik und Dobelitz südlich von Mährisch-Kromau, bei Oslawan und an der Strecke von Louczka nordwärts bis in die Gegend von Öls und Swojanow; oder die Randzone fehlt, dann stoßen die Streichungsrichtungen in mehr oder weniger spitzem Winkel aneinander, wie bei Kottaun und Frain in Niederösterreich, an der Grenzstrecke nördlich von Namiest und an der Bittescher Dislokation zwischen Jassenitz und Louczka. Im ersteren Falle hat man es mit einer Überstürzung der normalen Serie vom Gneis zum Glimmerschiefer und zum Phyllit zu tun, im letzteren Falle bilden spätere Dislokationen die Grenze. Es wurde bereits oben erwähnt, das auch innerhalb des Donau-Moldaugebietes häufig plötzliche Änderungen der Streichungsrichtungen auf spätere Störungslinien in den gefalteten Gesteinen schließen lassen. Interessant ist in dieser Hinsicht die genauer studierte Namiester Dislokation, welche knapp an die moravischen Gesteine heranstreicht, ohne in dieselben hineinzuschneiden. Bei Jassenitz, Jedov und Putzov verläuft sie nordsüdlich ziemlich parallel dem Streichen der äußeren Phyllitzone und verursacht das Fehlen der Glimmerschieferzone (s. Profil Fig. 12 S. 72). Mit der Umbeugung der Phyllitzone verläßt sie aber allmählich gegen Süd abweichend diesen Zug und gibt bei Brzenik Raum zur Einschaltung der Glimmerschiefer, welche dann von hier bis Oslawan immer breiter werden und das Hangende der Phyllite bilden. Gegen Senohrad schalten sich bereits Gneise über den Glimmerschiefern ein, das abweichende Streichen, das bereits im Norden zwischen Phyllit und Gneis zu beobachten war, bleibt jedoch erhalten, so daß unmittelbar bei Senohrad recht ähnliche Gesteine im spitzen Winkel gegeneinander stoßen.

Welche Erklärung in Zukunft die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse des moravischen Gebietes auch finden werden, jedenfalls steht fest, daß sie Zeugnis geben von ganz außerordentlichen Gebirgsbewegungen in vorvariscischer Zeit.

In der nächsten Nähe der Kalke und Phyllite dieses Gebietes findet man das noch kaum veränderte und stellenweise selbst fossilführende Devon von Tischnowitz und Eichhorn. Bei Mislitz und Hosterlitz aber treten Culm

und Devonkalke in unmittelbare Berührung mit den inneren Phylliten und den begleitenden grauen Kalken. Noch südöstlich von Znaim, bei Rausenbruck, liegt ein Lappen von Quarzconglomerat und Sandstein des Unterdevon knapp am steil aufgerichteten Gneis des Ostflügels der moravischen Aufwölbung. Die Verhältnisse im Südosten des Eisengebirges und die Beschaffenheit der dortigen Gesteine verbieten auch eine Gleichstellung der moravischen Phyllite mit den vorcambrischen und altpaläozoischen Sedimenten des mittleren Böhmen und so bleibt nur die Annahme, daß man es in den moravischen Gebieten mit vorcambrischen Sedimenten und Faltenzügen zu tun hat, die ganz unabhängig sind von dem variscischen Bogen der Sudeten.

Wir erkennen somit in der böhmischen Masse unter den fossilführenden Ablagerungen noch drei Serien vorcambrischer Sedimente. Eine älteste Serie bilden die Schiefergneise und Cordieritgneise, mit Graphiten und Kalken im Donau-Moldaugebiete, die nächste sind die moravischen inneren und äußeren Phyllite, ebenfalls mit Graphit und Kalk und anderen sedimentären Begleitgesteinen, und die dritte wird von den mächtigen Phyllit- und Schiefermassen gebildet, welche die paläozoischen Sedimente des mittleren Böhmen rings umgeben und in denen kalkige Gesteine nur sehr spärlich auftreten.

Quarzgänge im südlichen Urgebirge.

Ungezählte Mineralgänge, Quarzgänge und Erzgänge beweisen die weitgehende Zerstückelung, welche das Urgebirge in späterer Zeit erfahren hat. Es ist bisher noch nicht gelungen, die Hauptrichtungen zu unterscheiden, welchen die Spalten und Brüche im südlichen Urgebirge folgen, und ein System oder Systeme für deren Anordnung festzustellen, wenn auch in einzelnen Erzdistrikten nach örtlichen Beobachtungen auf das Vorhandensein solcher Systeme geschlossen werden kann.

Bezüglich der Erzgänge wird uns in ganz vereinzelten Fällen, wie z. B. von einigen Gängen von Kuttenberg, berichtet, daß sie in die Kreide fortsetzen. Aber es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß so wie die jüngeren Brüche des Westrandes sich in das Urgebirge fortsetzen, auch ähnliche Brüche sich innerhalb der Gneise und Granite selbständig wiederholen. Der Abbruch des Eisengebirges am Doubrovatale korrespondiert mit seinen Nordwest-Südost-Verlaufe in auffallender Weise mit den fränkischen Brüchen und liefert einen weiteren Anhaltspunkt für die Annahme, daß jüngere, postcretacische Brüche an vielen Stellen die Gneis- und Granitgebiete durchsetzen mögen.

Das großartigste Beispiel einer jüngeren Verwerfungsspalte mit nachträglicher Ausfüllung durch Quarz bildet der Bayrische Pfahl. Von Schwarzenfeld, nördlich von Regensburg, zieht die mächtige Quarzmasse in ganz gerader Linie über Höhen und Täler des bayrischen Waldes bis zum Fuße des Plöckensteingebirges an der österreichischen Grenze mit einer Gesamtlänge von etwa 150 *km*. Im Nordwesten bildet die Pfahllinie zugleich die Be-

grenzung der postcretacischen Bodenwöhrer Bucht und als weitere Fortsetzung jenseits des Naabtales können die sich mehrfach zersplitternden Brüche der Amberger und Naabgebirgsrandspalte im mesozoischen Senkungsgebiete angesehen werden. Die wechselnde Mächtigkeit der Quarzgangmasse bedingt ein ungleich deutliches Hervortreten des Pfahles in der Landschaft. Auf weite Strecken ragt er als steile Mauer oder als eine Reihe zackiger, weißer Felsen über die sanft gerundeten Formen des umgebenden Wald- und Feldlandes, wie in der Umgebung von Viechtach und bei Regen, wo er nach Gümbel eine Breite von 21 *m* besitzt und auf schroffem, hochaufragendem Quarzfels die Ruine Weißenstein trägt. In der Nähe der österreichischen Grenze wird er undeutlicher und streckenweise nur in Lesesteinen verfolgbar. Die Einschaltungen von pfahlschieferartigen Gesteinen auf österreichischem Gebiete lassen eine Fortsetzung bis in die Gegend von Aigen vermuten.[1]) Das Tal der oberen Mühl setzt die Richtung fort und scheint somit ebenso wie das obere Moldautal durch eine Störungslinie vorgezeichnet zu sein.

Den Pfahl begleitet jederseits ein Zug eigentümlicher schiefriger Gesteine mit schwankender und stellenweise bis über 400 *m* anschwellender Gesamtbreite. Diese sogenannten Pfahlschiefer sind in der unmittelbaren Nähe des Quarzes ganz dichte, hälleflintartige Gesteine; in einiger Entfernung gehen sie in sericitische Schiefer über, allmählich wird die Textur etwas gröber und mehr flaserig, es stellen sich Feldspataugen ein, die immer größer und regelmäßiger umgrenzt werden, und mit dem Hinzutreten von reichlichem dunkeln Glimmer vollzieht sich ein allmählicher Übergang zum Granitgneis und zum grobkörnigen, porphyrartigen Granit.

Die richtige Erklärung für die Bildung der Pfahlschiefer hat erst J. Lehmann gegeben.[2]) Sie stellen nichts anderes vor als die durch Gebirgsdruck und Gleitung entlang der großen Dislokation im höchsten Grade umgewandelten porphyrartigen Granite. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die Umwandlung der Gesteine eine Folge der Bewegung entlang der großen geradlinigen Dislokation ist und erst nach dem Abschlusse der eigentlichen Gebirgsbildung erfolgte; sie bildet zugleich das bezeichnendste Beispiel für die rein dynamische oder anogene Metamorphose und zeigt uns neuerdings, wie sehr die Schieferung der kristallinischen Gesteine zu Täuschungen führen müßte, wenn man sie gleich der Schichtung jüngerer Sedimente für die Altersbestimmung der Gesteinsserie verwerten wollte.[3])

[1]) H. V. Graber. Über die Plastizität granitischer Gesteine. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 146.

[2]) J. Lehmann. Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinischen Schiefergesteine. Bonn 1884, S. 178 ff., s. auch E. Weinschenk. Geologisches aus dem bayrischen Walde. Sitzungsber. d. math.-phys. Kl. d. bayr. Akad. d. Wissensch. München 1899, Heft 2, S. 210.

[3]) Für den Vergleich mit den Quarzgängen des in vieler Hinsicht so ähnlichen französischen Zentralplateaus verweise ich auf L. de Launay: Études sur le Plateau Central III. Bull. des Services de la Carte Géologique de la France. Paris. Tome 1900—1901, pag. 293. Le décrochement quartzeux de Saint-Maurice et d'Evaux.

Ein treffliches Seitenstück zum bayrischen Pfahle bildet auf österreichischem Gebiete der von HOCHSTETTER als böhmischer Pfahl bezeichnete Quarzzug.[1]) Sein Verlauf ist nicht parallel dem des bayrischen Pfahles, sondern weit mehr gegen Nord abgelenkt; er folgt der Richtung des Hauptkammes des nördlichen Böhmerwaldes. Die Gesamtlänge aus der Gegend von Furth in Bayern bis nördlich von Tachau beträgt nicht ganz 65 *km*; der Verlauf ist jedoch nicht wie der des bayrischen Pfahles ganz geradlinig, sondern bildet eine mehrmals sanft gebogene Linie. Mancherlei Quarztrümmer befinden sich innerhalb der Hornblendeschiefer des hohen Bogen und selbst innerhalb der Glimmerschiefer des Osser- und Arbergebirges, ihr Anschluß an den böhmischen Pfahl ist aber nicht sicher festgestellt. Der zusammenhängende Quarzzug erscheint zuerst auf der Kuppe des Dieberges, knapp an der böhmischen Grenze nordöstlich von Furth. Als erhabener Kamm tritt er erst in der Umgebung von Klentsch hervor und bildet namentlich bei Hochofen und Meigelshof eine weithin sichtbare, schroffe und über 10 *m* hohe Felsmauer. Wiederholt verschwindet er unter lehmigen und sumpfigen Niederungen, um aber immer wieder in der Fortsetzung der ursprünglichen Richtung auf kurze Strecken aufzutauchen. Erst nahe dem Nordende, in der Umgebung von Tachau, bildet er wieder stellenweise eine zusammenhängende Mauer, auf der Höhe jenseits des Mießtales taucht er noch einmal in seiner ganzen Mächtigkeit hervor, um zwischen den Dörfern Frauenreuth und Siebenreuth plötzlich zu enden.

Die Linie des böhmischen Pfahles fällt im ganzen mit dem Streichen der Gneise zusammen und bildet im allgemeinen die Grenze zwischen den vom Hohen Bogen in Bayern nordwärts ziehenden Hornblendeschiefern im Osten und den Gneisen des nördlichen Böhmerwaldes im Westen; sie gibt sich durch diese Verhältnisse als ein Längsbruch von bedeutendem Ausmaße kund, trotzdem stellenweise wohl auch die Amphibolite auf die Westseite übergreifen wie bei Furth und bei Hostau und Muttersdorf. Weiter im Norden bei Alt-Zedlitsch ist wieder das Gegenteil der Fall, indem dort ein schmaler Gneisstreifen noch auf die Ostseite des Pfahles fällt.

Zugleich mit dem Pfahle brechen bei Siebenreuth im Norden auch die benachbarten Hornblendeschiefer plötzlich ab und der Endpunkt wird augenscheinlich bestimmt durch die oben erwähnte Linie, an welcher die Streichungsrichtung des Erzgebirges das Streichen des nördlichen Böhmerwaldes quer abschneidet (s. oben S. 39). Man wird versucht, zu glauben, daß die Änderung im Streichen jüngeren Ursprungs ist als die Entstehung des Pfahls. Weiter im Norden bei Promenhof, Glashütten und Siehdichfür trifft man auf einen neuerlichen geradlinigen Quarzgang; seine Richtung ist Nordnordost und im Westen begleitet ihn ein zweiter kürzerer Quarzzug in paralleler Erstreckung bei Dreyhacken. Bei der Besprechung des Karlsbader Gebirges und Erzgebirges werden wir einen weiteren Quarzpfahl kennen

[1]) F. v. HOCHSTETTER, Geognostische Studien aus dem Böhmerwalde. IV, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855, S. 749.

lernen, der sich an die genannten Züge bei Dreyhacken mit nordöstlichem Streichen winkelig anschließt, nördlich von Sandau unter das Tertiär des Egerer Beckens hinabtaucht, aber westlich von Franzensbad wieder zum Vorschein kommt und die Gesteinszüge des Erzgebirges quer durchschneidend bis über Asch hinaus fortstreicht. Vielleicht darf man in diesem Gange die abgerissene und verschobene Fortsetzung des böhmischen Pfahles erblicken.

Im Zusammenhange mit dem häufigen Vorkommen reiner weißer Quarze stand auch die seinerzeit recht verbreitete Glasfabrikation im böhmischen und im bayrischen Walde sowie in anderen Urgebirgsteilen der Masse. Ursprünglich ein Nebengewerbe der Forstwirtschaft, war sie nicht nur an das Vorhandensein von Quarz, sondern auch an den Reichtum schlagbaren Holzes gebunden, es bezeugt dies die Verbreitung der mit „Glas" verbundenen Namen kleiner Weiler und Dörfer in den genannten Waldgebirgen, wie z. B. Glashütten im künischen Gebirge, Glaserwald bei Eisenstein u. a. Die Anfänge dieser Industrie reichen viel weiter zurück als der urkundliche Nachweis. Die ältesten Nachrichten stammen aus dem XIV. Jahrhundert und im XVI. Jahrhundert treffen wir bereits die Anfänge des Kunstgewerbes, durch das später das „böhmische Glas" zu so großer Berühmtheit gelangt ist. Die gegenwärtigen Verkehrsverhältnisse haben freilich den Erwerbszweig von den engen, örtlichen Bedingungen frei gemacht; die kleineren, im tiefen Wald verlorenen Glashütten mußten nun den größeren Unternehmungen weichen, aber auch von diesen haften manche noch am alten Boden im Gebirge.

Gold im südlichen Urgebirge.

Einen großen Teil seines berühmten Reichtums hat das Böhmerland den auf den Spalten des Grundgebirges durch Thermalwässer oder durch Sublimation angesammelten Metallen zu verdanken. Gegenwärtig scheinen freilich die ehemals so leicht gewinnbaren Schätze des südlichen Urgebirges fast gänzlich erschöpft zu sein.

Gold und Silber in Verbindung mit sulfidischen Erzen (Pyrit, Arsenkies, Antimonglanz) bilden die häufigere Vergesellschaftung auf den Erzgängen des südlichen Urgebirges, und zwar erstreckte sich das Gebiet der Goldgewinnung hauptsächlich auf die Moldau und ihre Nebenflüsse bis zu den Abhängen des Böhmerwaldes, während die alten Silberbaue größtenteils weiter im Osten gelegen sind. Damit soll jedoch nicht gesagt sein, daß sich die Erzgänge in geologischer Hinsicht in zwei Regionen trennen ließen. Die Gänge der Silbergruben enthalten in der Regel einen nicht unbeträchtlichen Goldgehalt, der allerdings in früheren Zeiten meistens unberücksichtigt blieb und die Anreicherung des gediegenen Goldes im westlichen Moldaugebiete am Ausgehenden der Gänge ist der Einwirkung der Atmosphärilien zuzuschreiben.

Durch die Tagwässer mit ihrem Gehalt an Sauerstoff, Kohlensäure, Chlorüren, Nitraten u. s. w. werden die Sulfide zersetzt und entfernt, und in

den Hohlräumen des Quarzes setzt sich das gediegene Gold ab. Dieser sogenannte „Hut“, welcher bis zum jeweiligen Grundwasserspiegel hinabreicht, wurde in früheren Jahrhunderten allenthalben abgebaut und uns verblieben nur mehr die tieferen Gangteile, aus welchen das in den Kiesen fein verteilte Gold nur schwer und mit viel höheren Kosten gewonnen werden kann. Weit zugänglicher noch boten sich die Goldschätze des Landes unseren Vorfahren in den aus der Zerstörung des Gebirges hervorgegangenen Schutt- und Geröllmassen dar.

Die uralte Oberfläche des südlichen Urgebirges ist verschiedenen Arten der Abtragung ausgesetzt gewesen, denn durch lange Zeiträume war sie nicht vom Meere überflutet. Das Gold der zerstörten Gänge blieb im Verwitterungsdetritus erhalten, während die Erze zerstört wurden; es drängt vermöge seines hohen spezifischen Gewichtes gegen unten und sammelt sich auf härteren Lagen oder an der Oberfläche der Gesteine, welche die Grundlage der neuen Anschwemmung bilden. Bei längerem Transporte durch fließendes Wasser wird die Scheidung noch gründlicher; es sondern sich die Goldteilchen nach ihrer Größe und es kommen auf diese Weise die leicht gewinnbaren Anhäufungen, die „Seifen“ zu stande. In dieser Form und überhaupt als eines der wenigen Metalle, welche in der Natur im gediegenen Zustande auftreten, ist das Gold schon in den frühesten Zeiten von den Menschen aufgesucht und zu einem Kulturgegenstande gemacht worden.

Man hat nun in vielen Golddistrikten in Kalifornien, am Ural und anderwärts dieselbe Gewinnungsgeschichte des Goldes erlebt. Zuerst wendet sich die Bevölkerung dem Schwemmlande zu und gewinnt auf leichte Weise große Goldmengen. Wenn die Wäschen nachlassen, geht die Gewinnung auf den Hut über und wird zum regelmäßigen Bergbau. Aber man kann in zahlreichen Fällen sehen, daß bis zum XIX. Jahrhundert herauf die Bergbauten in der Regel nicht tief unter den angereicherten Hut hinabgingen, teils aus den oben angegebenen chemisch-geologischen Gründen, teils weil die mechanischen Mittel fehlten, um die Grundwässer zu bewältigen. Das ist auch die Geschichte des böhmischen Goldes.

Die Ausstreuung von Gold hat sich auf der böhmischen Masse unter verschiedenen Bedingungen zu verschiedenen Zeiten wiederholt. Der nicht geringe Goldgehalt den Ragsky in den Kohlen der Rotliegendscholle bei Budweis nachgewiesen hat,[1]) stimmt gut überein mit neueren Erfahrungen über den Goldgehalt der Vegetation auf gegenwärtigen tropischen Goldlagerstätten.[2])

Man versteht leicht, daß auch die hochliegenden Schotter spättertiärer oder diluvialer Flußtäler goldführend sind. Auch sie zeigen in vielen Gegenden alte Seifenhalden, aber in erster Linie hat sich der Mensch den jüngsten Schotter- und Sandmassen zugewendet. Goldführendes Schwemmland mit den

[1]) J. Czjžek. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, Bd. V, S. 225.

[2]) E. E. Lungwitz. Der geologische Zusammenhang von Vegetation und Goldlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Berlin 1900, S. 71.

Spuren alter Seifen findet sich in fast allen Tälern des südwestlichen Böhmen. Ein geringer Teil des Goldes ist nach Süden gelangt und ist eine der Quellen der Goldführung der Donau geworden.

Zahlreiche Schriftsteller haben sich mit diesen Goldvorkommnissen beschäftigt. Ich nenne nur PEITHNER v. LICHTENFELS und GRAF KASPAR STERNBERG, der unermüdlich tätig war für die naturwissenschaftliche Erkenntnis Böhmens;[1]) dann die Beschreibung der Goldwäschen des Böhmerwaldes durch HOCHSTETTER[2]) und die ausführliche Darstellung des böhmischen Goldvorkommens von F. POŠEPNY, der ich den größten Teil des hier Vorgebrachten entnommen habe.[3])

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß hier die Gewinnung des Goldes in den Flußtälern weit älter ist als die historischen Berichte. Das älteste bekannt gewordene Aktenstück ist nach STERNBERGS Angabe eine Urkunde vom 22. Oktober 1045, durch welche Herzog Brzetislav dem Benediktinerkloster zu Ostrov das Schloß (Hradek) am Einflusse des Baches Hostinetz in die Sazawa zum Geschenke macht. Es heißt daselbst: „illud castrum Hradek, quod quondam a praedecessoribus nostris e ruinis loci deserti ad custodiam auri fossorum, qui vulgo Ylouci dicentur, et in Ylou habitant, ibique in vicinia ab antiquo aurum de terra ilovant seu decutiunt, a fecibus terre separant et lavant extractum.“[4]) Obwohl STERNBERG selbst an der Echtheit dieser Urkunde zweifelt und ihre mutmaßliche Abfassung in das XIII. Jahrhundert verlegt, ist sie schon darum merkwürdig, weil sie einiges Licht wirft auf den Namen des historisch wichtigen Bergortes Eule (böhmisch Yilov, Jilová). „Jil“ heißt böhmisch „Lehm“. Das latinisierte, ursprünglich slavische Wort, „ylovant“ bedeutet daher beiläufig soviel als im Lehm herumarbeiten. Die Eule im heutigen Wappen der alten Goldstadt beruht auf einer fälschlichen Auslegung des verdeutschten Namens.

Die Chronik des HAJEK VON LIBOČAN, eine in der ersten Hälfte des XVI. Jahrhunderts abgefaßte recht kritiklose Zusammenstellung alter Sagen, zeigt das deutliche Bestreben, dem von der Natur ohnehin reich begünstigten Lande noch mehr Ehre zu erweisen durch mancherlei Auschmückung der überlieferten Nachrichten. Dennoch enthalten die Berichte Andeutungen, welche sonderbarerweise übereinstimmen mit Erfahrungen in anderen Goldländern. So wird erzählt, wie gegen Ende des VIII. oder zu Anfang des IX. Jahrhunderts — denn von einer genauen Zeitbestimmung ist wohl völlig abzusehen — an der Wottawa und an anderen Nebenflüssen der Moldau, in

[1]) J. TH. A. PEITHNER EDLER v. LICHTENFELS. Versuch über die natürliche und politische Geschichte der böhmischen und mährischen Bergwerke, Wien 1780; GRAF KASPAR STERNBERG. Umrisse einer Geschichte der böhmischen Bergwerke, II. Bd., Prag, 1836—1838.

[2]) Geognostische Studien aus dem Böhmerwald. II. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, S. 567.

[3]) F. POŠEPNY. Das Goldvorkommen Böhmens und der Nachbarländer. Archiv f. prakt. Geologie, Bd. II, Freiberg i. S. 1895.

[4]) STERNBERG. l. c. Bd. I, 2. Abteil., Urkundenbuch 1.

den Talsohlen dem Landbau durch das Goldwaschen Schaden angerichtet und von den Landleuten Klage erhoben wurde gegen die Goldwäscher. Es ist derselbe Streit, der im großen Maßstabe in Kalifornien hervorgetreten ist.

Die Abhängigkeit des goldführenden Schwemmlandes von dem Berggolde, d. i. von den Gängen, tritt recht deutlich hervor. Ein Hauptzug von goldführenden Gängen begleitet den Nordwestrand des mittelböhmischen Granitstockes; wir werden ihn hier als den Zug von Eule bezeichnen. Eine zweite Gruppe von Goldvorkommnissen befindet sich in den quarzreichen Gneisen im Vorlande des Böhmerwaldes; sie soll nach dem Hauptpunkte der Goldgewinnung als der Zug von Bergreichenstein bezeichnet werden und eine dritte kleinere Gruppe bilden die Vorkommnisse von Gutwasser am Ostrande der Budweiser Ebene. Weitere Vorkommnisse im Osten sind verhältnismäßig unbedeutend und vereinzelt. Sie reichen bis nach Mähren, wo in der Gegend südlich von Iglau durch Pošepny die Spuren alter Seifen nachgewiesen wurden.

Der Zug von Eule ist bezeichnet durch das häufige Auftreten von Gängen von Minette und von Porphyr sowie von Antimonerzen. Eule selbst, im nördlichen Teile dieses Zuges gelegen, zeigt gegenwätig an der Oberfläche nur mehrere Kilometer lange Pingenzüge, deren Erstreckung gegen Nordnordost die Richtung der Gänge erkennen läßt. Diese Gänge sind offenbar die Hauptquellen des Goldreichtums der Seifen an der Sazawa sowie der Terassenschotter hoch oberhalb des Flusses gewesen. Die Blütezeit des Euler Bergbaues fällt um das Jahr 1363. In alter Zeit erwarb hier die Familie Elbel ihren berühmten Reichtum. Nach dem Stammhause „ad ruffum leonem" in Prag werden die Mitglieder dieser Familie häufig Rotlöw genannt. An einen Rotlöw knüpft sich auch die Sage, daß er den Schleier seiner Frau verkauft habe, um sich die Mittel zu einem letzten Hoffnungsbau zu verschaffen; dadurch wäre dann großer Adel erschlossen worden auf einem Gange, der bis heute noch der „Schleiergang" heißt. Pošepny sagt, daß die Quarze des Schleierganges stark gelblichbraun gefärbt wären und schließt darnach auf ansehnliche Hutbildung. Die Sage deutet aber auch an, daß die Sache mit dem Schleier bildlich zu nehmen sei, daß der Teufel im Spiele war und daß auf dem Schleiergang mit einem Sündengelde gearbeitet wurde. Tatsächlich stellten sich bald Beschwerden mit dem Wasser ein und schon im Jahre 1378 entsendete Wenzel IV. einen gewissen Mauritius nach Eule, einen jener Wundermänner, welche sich damals vergeblich mit Erfindungen abmühten, um die Grubenwässer zu bewältigen. Als im Jahre 1422 die Hussitenscharen unter Ziska die Stadt Eule verbrannten, war das Bergwerk bereits ersoffen.

Bald darauf fand man Gold in der nördlichen Fortsetzung der Gangzüge zu Radlik und im Jahre 1590 treffen wir in Eule einen Engländer namens Edward Kelley (Kelleus) aus Worcester, den Alchimisten Kaiser Rudolf II., um die Scheidung des Goldes zu verbessern. Das XVII. Jahrhundert war für Eule eine Zeit des gänzlichen Verfalles; nur Radlik lieferte noch etwas mehr Gold. Unter Karl VI. wurde „zur wieder Emporbringung deren ehe-

dessen in großen Flor gestandenen Goldbergwerken zur Eülle" ein „tiefer Erbstollen zur Prob" angelegt; für die daran geknüpften Hoffnungen geben die bei diesen Anlasse geprägten Gedenkmünzen Zeugnis. Mit großem Kostenaufwand wurde der Stollen betrieben, wiederholt eingestellt und wieder in Angriff genommen. Erst 1864 wurde der Wenzelsstollen neben dem Caroli sexti mit dem Schleiergange durchschlägig. Man trieb im Schleiergange Seitenschläge nach allen Richtungen, aber das Ergebnis war eine neuerliche Enttäuschung.

Als weitere Bergorte des Zuges von Eule seien noch genannt: Kniss, Bitis, Leschnitz, wo auch Antimon gebaut wurde und endlich noch Krasna-Hora oder Schönberg in einer Gneis- und Schieferinsel innerhalb des mittelböhmischen Granitstockes östlich der Moldau. Die letztgenannten gehören zu den wenigen Grubenorten, welche noch in neuester Zeit im Betrieb standen. Hier verzeichnet der amtliche Bericht für 1900 noch als Nebenprodukt der Antimongewinnung den spärlichen Ertrag von 47.098 Kronen Goldes.

Die zweite Gruppe von Goldvorkommnissen bildet, wie gesagt, die Umgebung von Bergreichenstein. Man kennt historische Urkunden seit 1337, der Bergbau ist aber gewiß weit älter. Seine historische Blütezeit ist erst in der zweiten Hälfte des XVII. und Anfang des XVIII. Jahrhunderts eingetreten. Vom Jahre 1715 an beginnen die Klagen über Wasser. Dieses Ganggebiet ist der Ausgangspunkt zahlreicher Seifen, deren Spuren an den linken Nebenflüssen der Moldau noch unmittelbar beobachtet oder aus alten Archivverzeichnungen nachgewiesen werden können. Die großartigste Entwicklung zeigen die alten Seifenhalden am Oberlaufe der Wottawa und namentlich an der Talausweitung bei Langendorf und Schüttenhofen, ferner soll auf der ganzen, 20 *km* langen Strecke von hier bis Horaschdiowitz, eine ununterbrochene Reihe von alten Seifenhügeln bestanden haben. Weiter flußabwärts liegt die alte Goldstadt Pisek, welche der Sage nach unter Herzog Nesamisl im VIII. Jahrhundert mit dem Namen „Bohaty Pisek", d. i. „reicher Sand" gegründet worden ist und die von Kaiser Rudolf im Jahre 1614 erlassene Seifenordnung beweist, daß hier die Goldgewinnung durch mehrere Jahrhunderte mit Erfolg betrieben worden ist. Pošepny erwähnt noch aus dem Jahre 1868 die Feilbietung von Goldseifen in der Gegend von Schüttenhofen.

Der Zug von Gutwasser zeigt einen bemerkenswerten Parallelismus mit den Pingenzügen von Eule und zugleich mit dem Zuge vereinzelter Vorkommnisse von Rotliegendem, die sich von Budweis über Tabor nach Nordnordost erstrecken. Dieser Zug ist jedoch gegenüber den westlichen Vorkommnissen dadurch ausgezeichnet, daß auf ihm in einer im alten Gebirge seltenen Weise Vorkommnisse von Silber, von güldisch Silber und von Gold abwechseln. Als sein südlichstes Vorkommen kann das Bergwerk in der Nähe von Krumau genannt werden, welches seit 1475 in den Akten erwähnt wird und welches z. B. in den Jahren 1519—1552 (mit dreijähriger Unterbrechung) 460 Mark Gold und 26.635 Mark güldisch

Silber geliefert hat. In der Fortsetzung dieses Zuges liegen die berühmten Silberbergwerke von Rudolfstadt bei Budweis. In späterer Zeit erst wurden die Goldvorkommnisse von Gutwasser entdeckt; sie werden erst 1610 erwähnt und haben noch bis zum Jahre 1808 einen bemerkenswerten Ertrag geliefert; trotzdem lohnte sich der Abbau nicht und waren im ganzen die Unkosten während des Betriebes der letzten Jahrzehnte doppelt so groß als der Wert des ausgebrachten Metalles.

Nach einiger Wahrscheinlichkeit sind die Vorkommnisse von Borzkowitz und Liboun im Bezirke Beneschau als Fortsetzung des Gutwasser Zuges zu betrachten, sie sind durch mehrere kleinere Vorkommnisse mit diesen verbunden. Borzkowitz ist das zweite Werk welches sich noch im Jahre 1900 in Betrieb befand, und zwar wurden in diesem Jahre daselbst 38·5 *kg* Crudogold im Werte von 77.909 Kronen und Schlieche im Werte von 13.042 Kronen gewonnen.

Man kann sagen, daß die Nebengewinnung an den Antimongruben in Schönberg und die Gruben von Borzkowitz die letzten Vertreter der einst blühenden böhmischen Goldproduktion sind. Pošepny schätzt nach seinen Erfahrungen im Ural, daß ein oder mehrere tausende von Arbeitern nur in mehreren Jahrhunderten die ausgedehnten Seifenkomplexe im Gebiete der Wottawa durchzuarbeiten imstande waren. Er verlegt die Hauptgewinnung des böhmischen Goldes vermutungsweise vor das X. Jahrhundert.

Die Urteile der Fachleute über die Zukunft gehen weit auseinander. Hochstetter hat sich ganz pessimistisch geäußert, Grimm, welcher für die Regierung verschiedene Gutachten abgab, ist ebenfalls sehr zurückhaltend gewesen. Die Enttäuschung im Schleierzuge mag viel beigetragen haben zu der ungünstigen Beurteilung. Pošepny dagegen war voll Hoffnung. Man darf hinzufügen, daß neuere Fortschritte der Mechanik und des Hüttenwesens solche Hoffnungen unterstützen, während anderseits der Gangbergbau im alten Gestein — etwa mit Ausnahme Westaustraliens — im allgemeinen nicht so günstige Erfahrungen aufgewiesen hat als man zu hoffen sich berechtigt glaubte.

Silber.

Während man im Westen deutlich die Züge von Eule und Gutwasser unterscheidet, scheint weiter im Osten ein ziemlich ausgesprochener ähnlicher Gangzug aus dem Thayagebiete in Niederösterreich über Jamnitz und Iglau in Mähren, nach Deutsch-Brod und in kleineren Vorkommnissen sich Nordwest wendend bis Kuttenberg hinzuziehen. Aber zahlreiche ältere Angaben, welche sich auf geringe Vorkommnisse außerhalb dieser Linie beziehen, deuten auf eine mehr diffuse Anordnung der Gänge im Osten und man könnte besser von einer breiten Zone von Erzvorkomnissen sprechen.[1])

[1]) Versuchsbaue auf schwefel- und magnetkiesführende Quarzgänge bei Drosendorf erwähnt Lipold. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1852, S. 47. Im XIII. Jahrhundert wurde in der Nähe des Klosters Zwettl auf Silber gemutet. Plesser. Monatsblätter d. Ver. f. niederösterr. Landeskunde 1902, S. 2. Über den alten Bergbau bei Jamnitz und südlich von Iglau s. Pošepny, l. c.

Im Zuge von Eule sieht man kein bedeutendes Silbervorkommen, dagegen die reichen Goldwäschen und da und dort auch Antimon; im Zuge von Gutwasser wechseln reine Goldbaue mit solchen auf güldisches Silber und auf Silber; im Osten dagegen liegen die reichen Silbergruben, aber es sind auch vereinzelte kleinere Goldwäschen bekannt und auch Antimon erscheint an einer Stelle.

Bei weitem den größten Reichtum hat hier der nördlichste Teil geliefert. Alte Berichte erzählen von Raubzügen, welche von Mähren aus gegen die Gruben auf den „Zdarski Hory“ (am nördlichen Ufer der Sazawa, nördlich von Deutsch-Brod) in der Lipnitzer Gegend unternommen worden sind, aber wie mit einem Schlage tritt uns aus der unbekannten Vergangenheit das umfangreiche Iglauer Bergrecht entgegen, als ein Zeugnis alter reicher Silbergewinnung, das älteste oder eines der ältesten Bergrechte überhaupt. Nach Sternberg wurde es im Jahre 1234 vom Markgrafen Przemisl dem Sohn Przemisl Ottokars, auf Grund der Einwanderung deutscher Bergleute, nach anderen erst in den Jahren 1249—51, erlassen. Es zeigt bereits eine völlig ausgestaltete Organisation von Urburen, Schöffen s. w. Auch ein Urburer von Deutsch-Brod ist bereits in dieser Urkunde erwähnt und der Münzmeister Eberhard erscheint als eine der maßgebendsten Persönlichkeiten von Iglau.

Die Erfolge von Iglau und von Deutsch-Brod sollten jedoch bald verblassen neben dem mächtig aufstrebenden Kuttenberg. Etwa um 1255 nennt König Ottokar II. in einem dem Münzmeister Eberhard gegebenen Freibriefe die „nova civitas, magnifice constructa“ und nach Sternbergs Angaben entnimmt der König im Jahre 1278 der Kuttenberger Grube auf der Höhe Kuklik (Gutglück) 500 Pferde zu seinem Zuge gegen Rudolf von Habsburg. Als dann König Wenzel im Jahre 1300 Kuttenberg ein Bergrecht erteilte schrieb er: „Mit zum Himmel erhobenen Händen wollen wir dem Schöpfer danken, der uns auch hierin beglückt hat, daß, während fast in allen Königreichen der Welt der Bergsegen vertrocknet ist, das einzig fruchtbare Böhmen zu unserer Zeit mit seinem Gold und Silber uns erquickt.“ Die Ziffern des Ertrages der damaligen Zeit mögen in vieler Hinsicht anfechtbar sein, als sicher kann aber gelten, daß in der ersten Hälfte des XIV. Jahrhunderts Kuttenberg zur zweiten Stadt im Königreiche geworden war, 1338 mit Prag eine Verbrüderung für Gegenseitigkeit in der Bürgerrechtserteilung abschloß und daß König Johann, abgesehen von den Zahlungsanweisungen, welche unmittelbar an den Münzmeister ergingen, noch etwa 500 bis 600 Mark Silbers wöchentlich aus Kuttenberg bezog.

Deutsch-Brod war 1323 bereits völlig verarmt; in Iglau begannen Schwierigkeiten mit den zusetzenden Wässern. Kuttenberg, wo 1372 ein Johann Rotlöw Münzmeister wurde, trieb seinen Abbau mit Erfolg bis zum Beginn der Hussitenkriege. Kaiser Sigismund verbrannte die Stadt im Jahre 1421; den Rest zerstörte Ziska im Jahre 1423 und nur sehr langsam erholte sich der Bergbau von diesen schweren Schlägen. Sonderbar mußten

die Hüttenverhältnisse am Ende des XV. und zu Anfang des XVI. Jahrhunderts gewesen sein. Die Kupferkiese wußte man nicht zu saigern und verführte sie in rohem Zustande nach Nürnberg; dann kam für Kupfer ein ungünstiger Vertrag zu stande. Einheimische Bleierze wußte man nicht als Zuschlag zur Schmelze zu verwenden und bezog Blei aus Beuthen und Krakau.

Kaiser Ferdinand I. ließ sich den Bergbau sehr angelegen sein. Kommissionen über Kommissionen wurden nach Kuttenberg geschickt. Die mittleren Teufen, hieß es, seien abgebaut und größere Teufen unter Wasser. Viel Unfug wurde aufgedeckt, von dem Graf Sternberg ausführlich berichtet. Vor allem waren aber im XVI. Jahrhundert zwei Umstände maßgebend, nämlich erstens die Zunahme des Ackerbaues bei fortschreitender Rodung der Wälder und rasch zunehmender Teuerung des Holzes und zweitens das Sinken des Silberpreises durch die Ankunft großer Silbermengen aus Amerika. Der Schwerpunkt des Reichtums an edlen Metallen lag nun in Spanien.

In den Jahren 1580—90 bereiste Lazarus Erker im Auftrage der Regierung die böhmischen Bergwerke und verfaßte eine Reihe höchst lehrreicher aber wenig erfreulicher Berichte. Noch 1607 bezog Kuttenberg Blei aus Goslar am Harze. Dann kamen die Schrecken des Dreißigjährigen Krieges. Ferdinand II. wagte nicht einen neuen Versuch. Er verpachtete 1625 das ganze Werk der Stadt Kuttenberg gegen Abführung des Zehents von Silber; das war für lange Zeit das Ende. Noch im XIX. Jahrhundert wurden einige Versuche unternommen.[1])

Die Kuttenberger Gänge streichen etwa nordöstlich. Die südlichen in der Nähe der Stadt gelegenen werden zuweilen als die Silbergänge, die nördlichen als die Kiesgänge bezeichnet. Ihre Füllung ist unregelmäßig und besteht aus Sphalerit, Bleiglanz und Pyrit. Sie zeigen Spuren wiederholter nachträglicher tektonischer Veränderungen und namentlich aus den Südost strecken werden wiederholte Gleitflächen mit fast horizontalen Furchen erwähnt.[2])

Der berühmteste Gangzug früherer Zeit war der „Esel“; sein Radschacht war 190 *m* tief; an diesen schlossen sich Haspel und die gesamte Tiefe wird mit 613 *m* angegeben. Unter Kaiser Ferdinand I. konnte man diese Tiefe nicht mehr gewältigen und der Bau lag unter Wasser.

Im Jahre 1875 beschloß die Regierung über Anregung von Grimm, Beust und Rittinger die Aufnahme neuer Versuche in Kuttenberg. Der größte dieser Versuche wurde auf dem 14 Nothelferstollen von Osten her ausgeführt. Man durchschnitt eine ganze Reihe von Gängen und erreichte 1197 *m* vom Mundloche den altberühmten Tauernzug. Nur an einer Stelle im Reussengang erreichte man im Jahre 1886, 329 *m* vom Stollen, edles Erz. Aus demselben wurden 64.477 *kg* Silber gewonnen; nach weiteren

[1]) J. F. Schmidt v. Bergenhold. Übersichtliche Geschichte des Hütten- und Bergbauwesens im Königreiche Böhmen. Prag 1873, S. 189.

[2]) S. W. Göbl. Kuttenberg. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. XXXV. Jahrg. 1887. F. Katzer. Der Kuttenberger Erzdistrikt, ebda. XLIV. Jahrg. 1896.

20 *m* verlor sich aber wieder der Adel. Im Jahre 1900 waren noch 60 Arbeiter in Kuttenberg mit Aufschlußarbeiten beschäftigt.

In Kürze sei nur noch einiger der weniger bedeutenden Silbergruben gedacht; sie gehören zum größten Teile dem erwähnten Zuge an, der anscheinend die Goldvorkommnisse von Krumau und Gutwasser nordwärts fortsetzt. Zunächst ist Rudolfstadt zu nennen, das seinen Namen und sein Stadtrecht durch Kaiser Rudolf II. erhielt, ferner gleich daneben Adamstadt und Libnitsch, mit ihren nordsüdstreichenden Gangzügen. Ein wichtiges Bergwerksgebiet ist die Umgebung von Tabor mit dem Hauptorte Bergstadtl Ratiborzitz; das ausgedehnte Gebiet von Pingen und Halden erstreckt sich fast ununterbrochen bis Alt-Woschitz und Jung-Woschitz. In Alt-Woschitz wurde noch im XVIII. Jahrhundert ein ergiebiges Silberrevier neu entdeckt. Die Blütezeit aller genannten Bergorte fällt teilweise in das XV., hauptsächlich aber erst in das XVI. Jahrhundert. Einzelne von ihnen, z. B. das Revier von Rudolfstadt, standen bereits im XIII. Jahrhundert in Betrieb. Fast an allen genannten Orten wurden noch im XIX. Jahrhundert Hoffnungsbauten eröffnet und zeitweise gefristet.

Auch weiter im Westen im goldreichen Vorlande des Böhmerwaldes befanden sich vereinzelte Silbervorkommnisse. Zu den wichtigeren Bergwerksgebieten wo neben Gold auch Silber gewonnen wurde, gehört die Umgebung von Bergstadtl bei Schüttenhofen mit Wellhartitz und Silberberg.

Die in Bezug auf die Gesteinszusammensetzung einförmigeren Gebiete des Böhmerwaldkammes, des nördlichen Böhmerwaldes und des bayrischen Waldes sind auch bedeutend ärmer an Erzgängen als die inneren Regionen; die Bergorte sind nur ganz vereinzelt; ich nenne in Bayern nur den alten Blei- und Silberbergbau von Silberanger bei Erbendorf und den Silberberg bei Bodenmais, wo früher wohl Silber aus Bleiglanz gewonnen wurde, gegenwärtig aber nur die Kiese zur Alaunbereitung abgebaut werden. Beide waren bereits im XV. Jahrhundert in Betrieb. Das Vorkommen von Bodenmais ist bemerkenswert, weil die dortigen Erze, Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende, weit seltener auf Gängen in Form größerer linsenförmiger Imprägnationen ohne Gangart der Schieferung parallel im Gneise, und zwar in der Nähe des Granitrandes, eingelagert sind.[1])

Dieser flüchtige Blick anf die Gold- und Silbervorkommnisse des südlichen Urgebirges wäre namentlich noch auf die Silbergruben von Przibram und Joachimsthal auszudehnen, um ein Bild von dem Einflusse des Bergsegens auf die Geschichte Böhmens zu gewinnen; aber schon das Gesagte zeigt folgendes:

Schon im VIII. Jahrhundert, also in einer für Böhmen vorhistorischen Zeit, wusch man vermutlich bereits in der Wottawa und in anderen Gewässern das Gold. Die Sagen erzählen von märchenhaftem Reichtum. Ur-

[1]) E. Weinschenk. Der Silberberg bei Bodenmais im bayrischen Wald. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Berlin 1900, März u. Sitzungsber. d. bayr. Akad. d. Wissensch. 1809. Heft 2, S. 201.

kundliche Berichte beginnen erst im XI. Jahrhundert. Die Seifen werden ärmer; man sucht die Gänge auf, nicht nur auf Gold, sondern nun auch auf Silbererze. Die böhmischen Könige rufen sächsische Bergleute ins Land; schon 1250 gibt es ein geordnetes Bergrecht und im XIV. Jahrhundert erreicht die Bedeutung der Bergbaue ihren Höhepunkt. Eule gibt Gold, Kuttenberg gibt viel Silber und manches mag der Bergsegen beigetragen haben, um die Vorliebe der Luxemburger für Böhmen zu erhöhen. Dann wird bald da, bald dort das Grundwasser erreicht, die Mühen und Kosten der Gewältigung steigen und unter diesen Schwierigkeiten wird der Bergbau von den Gräueln der Hussitenkriege betroffen. Nachher wird noch mancher neue Fund getan, aber die alte Blüte kehrt bis zum Dreißigjährigen Kriege und auch nach demselben nicht mehr zurück.

Ganz verschieden war der Einfluß des Goldes auf die Geschichte Böhmens von jenem des Silbers. Das Gold, leicht zugänglich und sehr gesucht, hat im frühen Mittelalter dem Lande Reichtum und Glanz gegeben; das Silber, welches nicht in Wäschen erscheint und einen schwierigen Bergbau voraussetzt, ist dagegen der Anlaß zu einem nicht geringen Teile der deutschen Einwanderung geworden und hat Kulturstätten gebildet.

Landschaftlicher Überblick.

Das südliche Urgebirge stellt die tief abgetragene Wurzel eines ehemals hoch aufragenden Gebirges, den Typus eines „Rumpfgebirges“, dar. Die Gneise und die Granite können nur unter hohem Druck und hoher Temperatur des Erdinnern zur Entwicklung gelangt sein. Obwohl aus diesen Gesteinen auch die höchsten Gipfel zusammengesetzt sind, müssen außerordentlich große überlagernde Massen entfernt worden sein. Die Hauptarbeit der Abtragung ist aber bereits in uralten Zeiten geleistet worden. Das silurische und devonische Meer dürfte schon das ganze überdeckt haben. Die Reste obercarbonischer und permischer Conglomerate sind an weit entfernten Punkten über das Urgebirge verstreut. Ausgedehnte sedimentäre Massen mußten neuerdings entfernt werden, bis zur Zeit der oberen Kreideformation ein großer Teil des südlichen Urgebirges vom Meere überflutet wurde. Die groben Sandsteine des Cenoman sind nur an den nördlichen Rändern als unmittelbare Überlagerung des Urgebirges erhalten geblieben, ihre weitere Verbreitung gegen Süden kann aus verschiedenen Gründen angenommen werden.

Das Meer der Miocänzeit, welches die Niederung des außeralpinen Wiener Beckens überflutete, stieg auch ziemlich weit über das Ostgehänge des Urgebirges hinan und lagerte seine Sedimente namentlich in die schon damals teilweise vorhandenen Täler. Teils marine, teils brackische Buchten greifen in das Talgebiet der Schwarzawa bei Tischnowitz und der Rokitna bei Mährisch-Kromau. Einzelne Lappen von marinem Sand und Tegel werden auf den Plateaus bis auf Höhen von mehr als 400 *m* gefunden (z. B. Kralitz bei Namiest und Hösting bei Mährisch-Budwitz); ein Umstand der bemerkens-

wert erscheint, da die Süßwasserbildung des nördlichen Böhmen, welche ebenfalls dem Miocän zugerechnet werden, zum größten Teile ein tieferes Niveau einnehmen.

Am weitesten greift in das Urgebirge das reichgegliederte Miocän des sogenannten Horner Beckens. Es ist auffallend wie sich der rechtwinklig umgebogene Streifen von Sedimenten des tieferen Miocän anschmiegt an den bogenförmigen Verlauf der moravischen Grenze (s. die Übersichtskarte). In einer sehr auffallenden Terrainstufe, welche aus der Gegend südlich von Pernegg über Dreieichen gegen den Manhardt zieht, sinkt die moravische Grenze ab und bezeichnet zugleich den Saum der tertiären Bucht.

Ein Teil des Reliefs stammt gewiß noch aus vortertiärer Zeit und die plateauartige Beschaffenheit ausgedehnter Gebiete im Norden und im Osten mag zum Teil der abtragenden Tätigkeit der früheren Transgressionen zugeschrieben werden. So alt wie diese Transgression ist gewiß auch die Sonderung des ganzen südlichen Urgebirges in ein Gebiet von mehr richtungslos gleichmäßiger Verteilung mittlerer Höhen, welche mit Inbegriff der plateauartigen Strecken, das Land nördlich von Budweis bis zum mittelböhmischen Schiefergebiet und zum Eisengebirge sowie das mährische und niederösterreichische Gebiet umfaßt und in ein Gebiet von bedeutenden zum Teil breit kammartigen Rücken, nämlich die böhmischen und bayrischen Grenzgebirge. Auch zur Donaufurche am Südrande war der Grundplan schon zur Tertiärzeit gelegt, ihre jetzige Ausgestaltung hat sie aber erst nach dem Diluvium erfahren. Die Eiszeit, welche sowohl in den Alpen im Süden der böhmischen Masse als auch in den Ebenen im Norden der letzte und bedeutendste Faktor für die gegenwärtige Landschaft gewesen ist, hat in dem zum größten Teile eisfreien Urgebirge nur verhältnismäßig geringe Spuren hinterlassen; immerhin sind aber auch hier ihre Wirkungen in mancher Hinsicht in den gegenwärtigen Oberflächenbildungen unverkennbar.

Das Bergland im Südwesten.

Zwischen dem Plateaulande und den Böhmerwaldkämmen läßt sich keine Linie als bestimmte Grenze ziehen. Das Plateau behält viel von dem Charakter eines unregelmäßigen Berglandes mit zerstreut aufgesetzten Hügeln und Höhenzügen und die Kämme ihrerseits sind nicht vergleichbar den langen Graten junger Kettengebirge; sie bestehen vielmehr aus Gruppen breiter, langgestreckter Rücken in beiläufig paralleler Richtung, welche durch breite Paßniederungen von einander getrennt sind. Die einzelnen Kämme entsprechen nicht einzelnen Auffaltungen der Gesteine, doch scheinen in ihrem allgemeinen Streichen gegen Nordwest sowie in der Nordwestrichtung des oberen Moldautales tektonische Beziehungen zum Ausdrucke zu gelangen zu den Brüchen, welche den Westrand in eine Reihe langgestreckter Schollen zerlegen und in der Bruchlinie des Pfahles tief in das alte Gebirge eingreifen. Derselben Richtung folgt auch der unbestimmtere, von vielen Quertälern durchfurchte Höhenzug des bayrischen Waldes. Die mehr

nördliche Richtung der steil westabfallenden Rücken im oberpfälzischen Waldgebirge und des Hauptkammes des nördlichen Böhmerwaldes entspricht der Linie des böhmischen Pfahles, während die breite Weidener Bucht am Westrande das Eingreifen der fränkischen Randbrüche anzeigt. Die Hauptkämme mit den höchsten Gipfeln, Arber, Rachel und Plöckenstein, bilden keine zusammenhängende Wasserscheide, sondern werden durch die Quellflüsse des Regen und des Ilz umflossen; rückschreitende Erosion scheint den auf der bayrischen Seite steiler abfallenden Kamm in früherer Zeit durchbrochen zu haben.

Wenn man sich vom Plateaugebiete her, z. B. von Budweis gegen Krumau oder aus den Granitgegenden von Strakonitz und Horaždiowitz, dem Gebirge nähert, wird die Landschaft ganz allmählich unruhiger, die einzelnen Kuppen nehmen an Zahl und Höhe zu und schließen sich zu dominierenden Stöcken zusammen bevor noch die hier schluchtartigen Täler die für den böhmischen und bayrischen Wald bezeichnende Form breiter Talweitungen angenommen haben. Im Südosten, jenseits der Einsenkung von Aigen in Oberösterreich, welche als die Grenze des Böhmerwaldgebietes angenommen wird, behält die Granitlandschaft trotz geringerer Höhe den allgemeinen Charakter bei, so daß sich eigentlich auch vom Plöckensteingebirge zu den Kämmen des St. Thomasgebirges und des Sternwaldes südlich von Hohenfurt und zum österreichischen Granitplateau ein ganz allmählicher Übergang vollzieht.

Der Böhmerwald bietet ein besonders treffliches Beispiel für die in Hoch- und Mittelgebirgen allgemein verbreitete Erscheinung der Konstanz der Gipfelhöhen. In dem uralten Gebirge haben die zerstörenden Kräfte, Frost und Wind und mannigfacher Witterungswechsel, welche die besonderen Hervorragungen am stärksten angreifen und am raschesten erniedrigen, ursprüngliche Unterschiede im höchsten Maße ausgeglichen. Die Widerstandsfähigkeit der Urgebirgsgesteine schwankt innerhalb zu enger Grenzen, um größere Höhenunterschiede der Gipfel begründen zu können. Dem Auge wird es in der Regel kaum gelingen den höchsten Gipfel in einer Höhengruppe zu erkennen; erst die Messung wird darüber mit Sicherheit entscheiden. Der Ausblick selbst von den höchsten Punkten, wie vom Arber (1458 *m*), vom Lusen (1370 *m*), vom Plöckenstein (1378 *m*), von den Racheln (1452 *m*) ist beschränkt durch die annähernd gleichhohen waldigen Rücken, die sich in der Ferne zu einer einförmigen, fast endlosen Wellenfläche zusammenschließen. Es ist förmlich ein Zufall, wenn an den seltenen klaren Tagen, in dem stumpfen Winkel zweier sich kulissenartig verschneidenden Gipfelkonturen in blauer Ferne ein Stück des niedrigeren innerböhmischen Berglandes oder der Donauebene mit dem Alpensaume hindurchblickt, da ja der äußerste Horizont fast immer sich im Nebel verliert. „Der Wald ist in sich selbst verschlossen, sagt Gümbel, er läßt nicht aus der Ferne in sich hineinblicken und schaut nur wenig aus sich heraus.“ Nur in den Vorbergen, wo sich die Kuppen etwas mehr lösen, gewinnt man hie und da einen

freieren und anmutigeren Ausblick, wie z. B. vom Aussichtsturme des Schöninger (1084 *m*) im Granulitgebiete des Plansker Waldes bei Krummau. Von hier schweift der Blick frei nordwärts über die tief eingefurchten Mäander der Moldau zur Teichplatte des Budweiser Beckens und weithin über das böhmisch-mährische Hochland. Im Süden gestaltet die tiefe Einsenkung des Passes von St. Thomas bei Aigen noch einen Durchblick auf die blauen Umrisse der Alpenkette.

Die außerordentliche Dauer des Zerstörungsprozesses bringt es mit sich, daß die Berge ringsum überkleidet sind mit Trümmern und Zersetzungsprodukten und daß frisch anstehender Fels nur recht selten angetroffen wird. Nur auf den allerhöchsten Gipfeln, wo das rauhe Klima den dichten Waldbestand auflockert und nur mehr vereinzelte, wipfeldürre Fichten mit hängenden Zweigen über die Rasenflächen verstreut sind, entfernt der selten rastende Wind alle Zersetzungsprodukte und legt vereinzelte Riffe anstehenden Felsens bloß, aber auch diese sind von Blockwerk umgeben. Am Arber sind es Riffe und mächtige Blöcke von schön gefälteltem, glimmerreichem Gneis, welche die sanft gewölbte Gipfelfläche unterbrechen. Am Kamme der Osserkette bildet der leicht abbröckelnde Glimmerschiefer wildzerrissene Felsformen. Besonders charakteristische Gipfelformen bietet aber der Granit mit seiner Neigung, als Rest der Zersetzung ein Haufwerk von gerundeten Blöcken zurückzulassen. Der Feldspat verfällt zuerst der Zersetzung; das Gefüge des unregelmäßig grobkörnigen Gesteins wird dadurch gelockert und es verwandelt sich weiterhin in groben Grus, in welchem jedoch noch immer die Spaltungsstücke der großen Orthoklase vorwiegen, da bei diesen großen Bestandteilen des Gesteins die längste Zeit beansprucht wird bis zum gänzlichen Zerfall. Im weiteren Verlaufe werden alle löslichen Bestandteile weggeführt und es bleibt nur die eisenhaltige Tonerde mit spärlichen Quarztrümmern in Form des gelblichen oder rötlichgelben Zersetzungslehmes zurück. Die erste Auflockerung des Gesteins folgt zunächst der Klüftung und verursacht den Zerfall des Granites in große polygonale Trümmer mit abgerundeten Kanten und Ecken. Der regelmäßig gebankte Plöckensteingranit bildet zuerst die eigentümlichen Felsformen, welche an übereinander geschichtete Matratzen erinnern und die am großartigsten zur Entwicklung gelangt sind in den Felsgruppen am Gipfel des Dreisesselberges und an mehreren Punkten des Kammes gegen den Plöckenstein. Sie machen den Übergang der Gipfelformen in ein Haufwerk mächtiger, loser Blöcke leicht verständlich. Die Felsklippen der Gipfel stürzen zuletzt in sich zusammen und es entstehen die Haufwerke kyklopisch übereinander geschichteter und durcheinander geworfener sackförmiger Blöcke, wie am Gipfel des Plöckenstein, unweit der dreifachen Grenze von Bayern, Böhmen und Oberösterreich. Ein ähnlicher gewaltiger Steinhaufen, aus einem zerfallenen Felsgipfel entstanden, bildet die Spitze des Lusen. Zerstreute Blöcke und wahre Steinfelder sind allenthalben bezeichnend für die Granitgebiete und dehnen sich über den ganzen Kamm des Plöckensteingebirges bis über die Paßhöhe von St. Thomas, welche die Ruine Wittinghausen trägt (Fig. 14).

Im Gehänge der Berge wird der Verwitterungslehm im uralten tiefgründigen Waldboden festgehalten. Unter einem dichten Kleide von Fichten und Tannen, selten vermischt mit Laubholz, welches die runden Berge völlig oder bis nahe an die Gipfel überzieht, sind dem Blicke von außen die Spuren des Gebirgszerfalles in den Gehängen verborgen, denn die Anhäufungen der Blöcke erreichen in der Regel nicht die gewaltige Stammhöhe und manche versteckte Felsenburg wird man erst aus geringer Entfernung zwischen den dichten Stämmen wahrnehmen. Nur selten wird ein kleinerer Wasserfall oder eine steinige Schlucht unter der ausgleichenden Verhüllung aufgefunden.



Fig. 14. Granitlandschaft bei der Ruine Wittinghausen im St. Thomasgebirge.

So hüllt sich das Urgebirge in seinen eigenen Schutt und die zerstörenden Kräfte von Frost, Wind und Wasser, welche in den jungen Alpen frisch an der Arbeit sind, scheinen an dem alten Klotze fast erlahmen zu wollen.

Die ruhige Linienführung der Bergformen, die düstere Einförmigkeit der Waldbedeckung mit den überwachsenen Felsblöcken, die im tiefen Moder ungezählter Waldgenerationen zu versinken scheinen und die Stille dieser Wälder, denen plätschernde Wässer und der Gesang der Vögel fast gänzlich fehlen, verleihen den Bergen des Böhmerwaldes eine gewisse feierlich ernste Wildheit. Hier auf den ältesten Gesteinen haben sich in Mitteleuropa auch die ältesten Urwälder erhalten; im XVIII. Jahrhundert war noch der größte Teil des Böhmerwaldes reine Waldwildnis und im Jahre 1856 ist hier der letzte Bär erlegt worden. Jetzt wird wohl die regelrechte Forst-

kultur überall betrieben, wenn auch noch in vielen Teilen entlegenen Waldgebietes die an Ort und Stelle verfaulenden Stämme, die keine Axt gefällt hat, nicht das Bild eines gepflegten Forstes zeigen. Ein Stück alten Urwaldes wird auf dem fürstlich Schwarzenbergischen Revier im Luckenwalde am Kubany im ursprünglichen Zustande geschont.

Beim Anblick einzelner der höchsten Gipfel, wie des Plöckenstein, des Rachel-, Mittags- und des Lakaberges, des Arber und der Seewand im Osserzuge, sieht man von entsprechenden Standpunkten im einförmig ansteigenden Waldgehänge als fernen grauen Fleck eine steile Felswand abbrechen und begiebt man sich an Ort und Stelle, so gewahrt man in allen Fällen, möge der Berg aus Granit oder aus Gneis oder aus Glimmerschiefer bestehen, stets ein gleichartiges Bild. Eine große lehnstuhlartige Nische eingeschnitten in den Bergabhang; die Rückwand bildet der staffelförmig absinkende steile Fels, den vorderen Rand aber ein Wall von Gesteinsblöcken, der oft eine stille dunkle Wasserfläche abdämmt. Manchmal, wie z. B. beim Plöckenstein, ist noch zur Seite der Felswand wildes und gewaltiges Blockwerk bergsturzartig aufgetürmt, aber von dichtem Moosboden und urwaldartigem Baumwuchs überwuchert. Alle diese eigenartigen Böhmerwaldseen liegen in annähernd gleicher Meereshöhe (zwischen 925 und 1095 *m*), stets überragt von den höchsten Gipfeln. Die Wände sind weniger steil als das Auge zu schätzen geneigt wäre; die Gesamtneigung der in Absätzen niedersinkenden Felsen überschreitet kaum 35° und sie überragen mit ihrer obersten Kante die Wasserfläche um einen Betrag von 235 bis 411 *m*. Mit Ausnahme des Rachelsees, der gegen Südost blickt, sind die Nischen stets im Nord- oder Ostgehänge der Berge gelegen. Diese gleichartige Erscheinung läßt auf eine gemeinschaftliche Entstehungsursache schließen und wie die meisten Seen Mitteleuropas sind auch die Seen des Böhmerwaldes entstanden durch eine Unterbrechung des Talbildungsprozesses infolge der Klimaschwankungen der Eiszeit. Paul Wagner,[1]) dessen Spezialstudien die obigen Ziffern entnommen sind, denkt sich den Bildungsvorgang ungefähr folgendermaßen:

Das Höhenband, in welchem jetzt die Seekaare liegen, ist während der Eiszeit eine Zwischenregion zwischen der oberen Grenze geschlossenen Waldwuchses und der unteren Grenze des ewigen Firns gewesen. Hier arbeiteten die Wässer der Schneeschmelzen am wirksamsten an der Zerstörung der Oberfläche und hier wurden rasch enge Klammen in den Fels geschnitten. Die Grenze gegen den Waldboden, in welchem das Wasser langsamer arbeitete, erzeugte eine Gefällsknickung; die Schluchten mußten nach rückwärts arbeiten und es mußte ein Stück ebenen Talbodens oberhalb der Waldgrenze entstehen. Wenn sich mehrere starke Bäche vereinigten, entstanden kesselartige Weitungen, in denen sich in größerer Menge der Schnee ansammeln konnte; wo er in der engen Tiefe geschützt war vor Sonnen-

[1]) D. Paul Wagner. Die Seen des Böhmerwaldes. Wissenschaftl. Veröffentlichungen d. Ver. f. Erdkunde zu Leipzig, Bd. IV, 1899.

bestrahlung, besonders bei nördlicher und nordöstlicher Lage und im Schatten des in Mitteleuropa vorherrschenden Südwestwindes. Es wird bloß von der Mächtigkeit einer solchen Ablagerung abhängen, ob man sie als Firnlappen oder als kleinere Gletscher zu bezeichnen hat. Die Wände des Trichters sind nun stärkerer Verwitterung ausgesetzt als die Umgebung, da sie sich nicht in ihren eigenen Schutt vergraben können. Der Schutt in der Tiefe fängt die herabfallenden Gesteinstrümmer auf und läßt sie an des Kessels Ende abgleiten, wo sie sich moränenartig auftürmen. Vielleicht trägt auch die ausschleifende Kraft des sich vorschiebenden Eises zur Ausweitung und Rundung des Beckens bei, welches nun mit Hilfe des quer liegenden Walles von Blöcken und Trümmern das Wasser aufsammelt und zu dem von einem stolzen Felsentheater umkränzten See aufstaut.

Schon zeigen die meisten Seen in den versumpften Flächen unterhalb der Felswand den Beginn der Austrocknung durch zugeführten Schutt und durch Sinken des Wasserspiegels, indem der Seebach in die vorgelegte Schwelle immer tiefer einschneidet. Man erkennt leicht, daß die im geologischen Sinne nur vorübergehenden Gebilde der Seen in nicht allzuferner Zeit wieder aus dem Landschaftsbilde verschwunden wären, wenn nicht der Mensch den Vorgang unterbrochen und durch Anlage von Dämmen und Schleußen ein beliebiges Aufstauen des Wassers oder auch ein völliges Trockenlegen des Seebodens ermöglicht hätte.

Über die dumpfe Stille dieser entlegenen Waldwinkel haben die Schilderungen Adalbert Stifters einen zaubervollen Schimmer gebreitet. Fast wäre man versucht zu glauben, das Wesen dieses Dichters, seine gelassene Ergebung und seine Abneigung gegen die große Welt und jede gewaltsame Tat, wären hervorgegangen aus der Eigenart seiner Heimat, welche viel mehr zu innerlicher Betrachtung als zu Taten einladet. Im Gegensatz zu den Alpenländern scheinen hier die zerstörenden Naturgewalten zu rasten, während tausendfaltiger Pflanzenwuchs ihr Werk mit einförmiger, friedlicher Decke zu verhüllen bestrebt ist.

Wir begeben uns nun in die Täler; älterer Schutt hat hier die Gehänge abgeflacht und läßt nur hin und wieder die enge Cañonform aufkommen, welche im Plateaulande, wo die Höhen nur wenig Schutt liefern, herrschend wird.

Im ganzen sind die Talformen des Gebirges recht mannigfaltig. Die Quellflüsse des Regen z. B. beginnen in der breiten Einsenkung von Eisenstein und in dem groß angelegten Tale zwischen der Osser- und der Arberkette; schmäler und mehr schluchtartig wird das Tal des großen Regen zwischen dem Arber und dem Falkenstein, aber auch hier werden die Ufer noch zumeist von Schutt und Blockwerk und seltener von Fels gebildet; erst unterhalb Zwiesel wird das Tal enge und cañonartig. Wild, unzugänglich, schluchtartig und mit Granitblöcken erfüllt sind die Quellflüsse der Wottawa, welche als schwarzbraunes Moorwasser in den Filzen des Plateaus von Mader entspringt; sanfter, breiter und bewohnter die der Wolinka. Der Wechsel der



Fig. 15. Böhmerwaldlandschaft. Tal von Eisenstein, im Hintergrunde die Osserkette.

Szenerie dieser Flüsse, welche sich zwischen waldigen Hügeln hindurchwinden, an manchem mit alten Burgresten geziertem Felsvorsprung vorbei, verleiht der Landschaft den lieblichen Reiz dieses Böhmerwaldvorgebirges. Im allgemeinen sind auf bayrischer Seite die Täler flacher und breiter. Entwaldung und Ackerbau sind weiter vorgeschritten als in Böhmen.

Eine besonders auffallende Erscheinung ist das geradlinige und breite Längstal der Moldau von ihrem Ursprunge bis Hohenfurth. Auch die Quellflüßchen der Moldau kommen aus felsigen Querschluchten im Granit. Nach Südost umbiegend aber treten sie in ein sanftes Wald- und Wiesental, das sich nach dem Einflusse der kleinen Moldau bei Ferchenhaid in ein breites Talbecken verwandelt. Über flache Moor- und Wiesengründe schlängelt sich der Fluß nach beiden Seiten ungehindert ausbiegend, bis zur Verengerung des Talbeckens unterhalb Friedberg. Schon wiederholt ist der Gedanke ausgesprochen worden, daß das ganze lange Moldautal von Ober-Moldau bei Eleonorenhain bis Friedberg den Boden eines Sees darstelle, der bei Friedberg abgestaut worden sei, und wiederholt ist von technischer Seite der Vorschlag angeregt worden, den Abstau an der Teufelsmauer zu erneuern und so die flußabwärts liegenden Städte, besonders Krumau und Budweis, gegen Hochwassergefahr zu sichern. Da aber bisher keine Sedimente dieses Sees noch sonstige deutlichere Merkmale an seinen problematischen Uferlinien aufgefunden wurden, ist seine ehemalige Existenz sehr fraglich.

Sobald die Moldau unterhalb Friedberg in den Granit eintritt, stellen sich wieder die massenhaften Blöcke dieses Gesteins ein, welche auch schon die Gehänge am Oberlaufe des Flusses bei Ferchenhaid und Schattawa begleiten. Hier in der Talverengerung bei Kienberg ist der Fluß streckenweise förmlich verrammelt und ist genötigt, stromschnellenartig seine braunen Wässer zwischen den mächtigen Anhäufungen weißer, sackförmiger Blöcke schäumend hindurchzudrängen (Fig. 16). Beide Talseiten sind weithin übersät mit Granitblöcken, die in einzelnen Fällen, wie z. B. nächst der Cellulosefabrik von Kienberg am Flußufer zu förmlichen Wällen aufgetürmt sind. Zur eigentlichen Schlucht wird das Tal erst bei Teufelsmauer vor Hohenfurth, einer Granitsteilwand, welche ebenfalls wildes Blockgewirre in den Fluß gesendet hat. Unterhalb Hohenfurth beginnt wieder der Glimmerschiefer und sofort ist das Wasser des Flusses glatt und klar (Fig. 17); hier werden die Baumstämme, der Schatz des Böhmerwaldes, wieder zu Flößen zusammengebunden, die oberhalb Kienberg aus dem Wasser gezogen und über den Felsvorsprung der Teufelsmauer auf der Achse befördert werden mußten; denn so lange die Moldau durch den Granit läuft, kann sie kein Schwemmholz vorwärts bringen.

Von kleineren Spuren der Eiszeit im Böhmerwalde war bereits oben die Rede; aber die Vorstellung von Gletschern, welche das breite Moldautal ausgeweitet hätten, ist in den Bereich der Phantasie zu verweisen.[1])

---

[1]) F. Bayberger. Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde. Ergänzungsheft zu Petermanns Mitt. Nr. 81, 1886 und Penck, Böhm und Rodler, Bericht

Von Hohenfurth abwärts schlingt sich die Moldau durch ein vielfach gewundenes wahres Engtal, an beiden Seiten begleitet von allmählich niedriger werdendem Hügelland vorbei an den alten Burgen Rosenberg und Krumau zur Budweiser Ebene.

Das Plateauland.

Als eine wellige Hochfläche dehnt sich der nördliche und größere Teil des Urgebirges von der Schiefergrenze zwischen Böhmisch-Brod und Klattau bis zum Ostrande. Die Wasserscheide, welche beiläufig der böhmisch-mährischen Landesgrenze folgt, trennt die zur March und zur Donau abdachenden



Fig. 16. Granitblöcke in der Moldau bei Kienberg zwischen Friedberg und Hohenfurth.

Landesteile von dem Moldaugebiete; jenseits der Niederung von Aigen setzt sich die Wasserscheide des Böhmerwaldes fort und bald wird sie neuerlich tief herabgedrückt (685 *m*) im Kerschbaumer Paß. Als eine geradlinige Fortsetzung der Moldaulinie war diese Einsenkung von altersher besonders geeignet eine Verkehrsstraße zur Donau zu bilden und sie war von großer Bedeutung für den Transport des oberösterreichischen Salzes nach dem salzlosen Böhmen. Ostwärts gegen Niederösterreich weitet sich das Granitgebirge zu einem kuppenreichen Hochlande, immer noch die bedeutende Höhe von 1000 *m* festhaltend und stellenweise überragend, und breitere Höhenzüge, wie z. B. den Peilstein (1060 *m*), südwärts bis nahe an die

über eine gemeinsame Exkursion in den Böhmerwald. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1887, S. 68.

Donau entsendend. Waldbedeckt ist auch zum großen Teile das österreichische Granitplateau.

Erst nordwärts und ostwärts von dieser mehr geschlossenen Aufragung, vom Nebelstein (1015 *m*) gegen Weitra an der Laisnitz, dem Quellflusse der Luschnitz, und in den Höhen am Oberen Kamp bei Rapottenstein gegen Zwettl senkt sich das Land zu dem Plateaulande, das von hier bis weit nach Mähren einen ziemlich gleichartigen Charakter bewahrt.

Die nun nordwärts verlaufende Wasserscheide wird breit und flachwellig und sinkt auf eine durchschnittliche Höhe von 600 *m* herab, doch sind ihr auch häufig, namentlich im Norden, im sogenannten Saarer Gebirges



Fig. 17. Moldautal im Glimmerschiefer unterhalb Rosenberg.

sanft ansteigende Bodenwellen von etwa 800 *m* Höhe aufgesetzt. Auch das Plateauland wird an vielen Punkten durch 100 oder 200 *m* über die Umgebung emporragende Höhenzüge belebt und im niederösterreichischen, im mährischen sowie auch auf der böhmischen Seite des Hochlandes wird man sich stets leicht einen weiten Überblick verschaffen können über das flachwellige Land, in der Regel über weithin zerstreute Kirchtürme und weiße Mauerwände entfernter Ortschaften oder Meierhöfe, dazwischen Ackerland, auf dem Kartoffeln oder Korn gebaut werden, und über allzu regelmäßig umgrenzte dunkle Flecken von Waldbestand. Lange Baumreihen bezeichnen die Straßen, welche gezwungen sind, die engen Täler zu vermeiden und nach verschiedenen Richtungen ganz beträchtlich auf- und niedersteigend die Ortschaften und Höfe miteinander verbinden.

So bietet der Anblick des Plateaus von irgend einer Anhöhe wenig Reiz. Um so angenehmer wird man überrascht, wenn man in die engen felsigen Täler niedersteigt. Im Gegensatze zu den höheren Teilen des Urgebirges, wo die Berge bewaldet, die Talböden aber mit Feld und Wiesen bestellt sind, hat sich hier ein großer Teil des Waldbestandes auf die Talgehänge zurückgezogen; nur schmal sind die ebenen Talböden, auf denen der Fluß von einer Seite zur andern pendelt oder, sich knapp an die steilsten Felsen drängend, nicht einmal Raum läßt für einen schmalen Fußpfad, so daß die wildesten Partien, z. B. an der Iglawa, an der Oslawa und an der Sazawa wenig zugänglich sind (Fig. 18).

Die Täler sind Erosionsfurchen einfachster Art. Die Quellbäche entspringen zumeist in den sumpfigen Wiesenböden flacher Mulden, in denen der Verwitterungslehm des Urgesteines zusammengeschwemmt ist. Im Gebiete der Wasserscheide und in einem großen Teile des mährischen Hochlandes in der Umgebung von Saar, Neustadtl und Groß-Meseritsch wird das Wasser dieser flachen Mulden durch Dämme gestaut. Teils mitten im Ackerlande, teils von stillem Nadelwald umsäumt oder den Mittelpunkt eines Dorfes bildend, dessen schüttere Häuserreihe die Wasserfläche umgibt, trifft man dort diese Teiche in solcher Zahl und Größe, daß sie zum Typus der Landschaft gerechnet werden müssen.

Die Form der Täler wird bestimmt durch das geringe und des hohen Alters wegen recht gleichmäßige Gefälle, durch die verhältnismäßig geringen Niederschläge und durch die Härte der Gesteine, welche steile Wände gestatten, deren spärlichen Gesteinsschutt der Fluß zum größten Teile zu entfernen vermag.

Breiter angelegt und in den Gehängen mehr gegliedert als andere Täler ist das Tal der Schwarzawa; blickt man z. B. von dem Gehänge östlich von Nedwieditz auf die Glimmerschieferberge und auf das Seitental, aus welchem die hochragende Burg Pernstein hervorblickt, so erhält man den Eindruck, als ob man ein waldiges Hügelland von etwa 300 *m* Höhe und nicht den Abfall einer Hochfläche von Ackerland vor sich habe. Den schönsten Typus der cañonartigen Schluchten bilden die Täler der Oslawa, besonders in den Strecken kurz vor ihrem Austritte in das Rotliegende. Einer der schönsten Spaziergänge im ganzen Westmährischen Urgebirge führt durch das gewundene Oslawatal im Namiester Tiergarten, wo prächtige Laubbäume den Blick auf die kulissenartig über das stille Wasser vorspringenden Granulitfelsen beleben. Nur die höchst unvollständige Wegsamkeit der tieferen Talstrecken der Oslawa und der Iglawa mag die Ursache sein, daß ihre Landschaften weit weniger bekannt sind als jene der Thaya. Da und dort liegen verfallene Mauerreste mittelalterlicher Burgen tief im Waldwuchse verborgen auf irgend einem Felszacken, der um 100 oder 150 *m* die Talsohle überragt.

Doch auch das Tal der Thaya ist reich an malerischen Punkten und viele alte Schlösser und Ruinen schmücken die Gehänge. Ein schmale

Felsvorsprung, den ein enger Bug des Flusses umschließt, bot der kleinen Stadt Drosendorf in Niederösterreich günstige Gelegenheit zu starker Be-



Fig. 18. Das Sazawatal bei Luk südwestlich von Eule; Urtonschiefer mit Porphyrgängen. Blick auf das Plateau mit seiner scharfen Kante gegen den bewaldeten und felsigen Abhang des Erosionstales.

festigung, so daß sie im stande war König Ottokars Heer im Jahre 1278 eine Zeitlang aufzuhalten und so eine entscheidende Rolle zu spielen in dem für Rudolf von Habsburg siegreichen Feldzuge. Flußabwärts folgen die oft

erwähnten Burgen von Vöttau, Frain, Hardegg u. a., bis das Tal in einer plötzlichen Ausweitung bei Znaim den Hauptstock des Urgebirges verläßt.

Fast noch einförmiger und weniger gegliedert als die mährischen Gebiete ist der gegen Böhmen von der Wasserscheide kaum merklich absinkende Landesteil. Nur wenige richtunglos zerstreute, unauffällige Erhebungen überragen die durchschnittliche Höhe von 450—500 *m*. Es liegt wohl im Gesteinscharakter begründet, daß das mittelböhmische Granitgebiet, wenn auch nicht in allen Strecken, so doch im allgemeinen eine unruhigere Oberfläche besitzt; flach rundliche Kuppen sind zahllos aneinandergereiht und in Höhengruppen, wie z. B. bei Jistebnitz, erhebt sich der Granit bis über 650 *m*. Die Schieferinseln treten zwischen Granitkuppen als zusammenhängende Rücken auch orographisch hervor. Was über die östlichen Täler gesagt wurde, gilt auch für die Täler des Moldaugebietes und für das Tal der Moldau selbst, soweit sich die Flüsse im Urgebirge bewegen.

So werden die Gehängefelsen des Moldautales unterhalb des Austrittes aus der Ebene häufig abgelöst von ganz flachen, fast ebenen Talseiten, dort, wo noch tertiäre Lappen den Fluß begleiten, insbesondere an der Mündung der Luschnitz bei Moldauthein. Mit bald waldigen, bald felsigen Ufern in mannigfacher Abwechslung, meist in stillem Tale, mit einsamen Mühlen und Weilern, nur seltener durch größere Ortschaften belebt, durchquert der Fluß in vielen Windungen den mittelböhmischen Granitstock. Aber im großen ganzen ist der Talboden breiter und der Verkehr entlang des Wassers weniger gehindert als im Mittellaufe der mährischen Flüsse. Schroffe Felspartien befinden sich unterhalb der Ruinen Klingenberg und Worlik, aber eng und wild wird auch das Moldautal erst kurz bevor es das Urgebirge zwischen Trzebenitz und Stjechowitz erreicht. Die Dampfschiffahrt nach Prag beginnt erst am letzgenannten Orte gleich unterhalb der Grenze zwischen Granit und Schiefer.

Wenig unterhalb Stjechowitz vereinigt sich die Moldau mit der Sazawa, welche bereits im Granitgebiete nur durch einen schmalen Felsvorsprung von jener getrennt und sich durch eine ganz ähnliche felsige Schlucht mit guten Aufschlüssen der Gesteinsgrenzen ihren Weg gebahnt hatte. Dieses typische Bild der Urgebirgstäler wiederholt in der vollkommensten Weise die Furche der S a z a w a in ihrer ganzen, langen Erstreckung, an der steile, felsige mit alten Burgen gezierte Abhänge und flache, waldige Ufer, einsame Talstrecken und Reihen von Ortschaften mehrmals einander ablösen.

Die Form der Oberfläche wird vom Gesteinscharakter nur in den Einzelheiten bestimmt. Im ganzen nehmen die verschiedenen Gesteine die verschiedensten Höhenlagen ein. Die chemische Zerstörung der Gesteine erweist sich im Plateaulande viel wirksamer als die mechanische. Die klüftigen Gneise und Granulite zerfallen in der Regel nach ihrer Klüftungs- und Schieferungsfläche in kleinplattiges und schiefriges Trümmerwerk; die Auslaugung durch kohlensäurehaltige Tagwässer entfernt Kalk und Alkalien,

lockert das Gestein zu Grus, der immer feinkörniger wird und die gelbe Farbe der eisenhaltigen Tonerde annimmt; zuletzt bleibt der reine Verwitterungslehm auf den Plateauhöhen zurück, den, abgesehen von örtlichen tief eingerissenen Regenschluchten, keine allgemeine Abtragung entfernt. Auf höheren Kuppen tritt freilich das anstehende Gestein häufig zu Tage, bildet gelegentlich auch größere Blockhalden oder ist bereits in seichten Feldwegen bloßgelegt; ausgedehntere und zusammenhängende Aufschlüsse bieten aber zumeist nur die Flußtäler dar. Der verhüllende Lehm der ebenen Landstrecken und der sanfteren Gehänge wird auch zu 10 oder mehr Meter mächtig, wo er in den flachen Mulden oder an wenig geneigten Talböschungen in einer konkaven Krümmung durch das Regenwasser zusammengeschwemmt wurde; an solchen Stellen sind meistens die Ziegelbrennereien anzutreffen.

Scharf trennen sich die Granitregionen von den Gneisgebieten durch die Blockbildungen, welche wir für dieses Gestein bezeichnend bereits im Böhmerwald kennen gelernt haben. Sowohl im Hauptstocke als auch im mittelböhmischen und im Trebitscher Gebiete sind die massigen, sackförmig ausgewitterten Blöcke über Feld und Wald verstreut, oft übereinander getürmte Gruppen oder Wackelsteine bildend, die den Eindruck einer künstlichen Aufeinanderschichtung hervorrufen. Viele dieser Gesteine zeigen mancherlei Höhlungen und Vertiefungen an der Oberfläche und sind deshalb für Opfersteine gehalten worden; es kann aber kein Zweifel darüber bestehen, daß diese Vertiefungen nur hervorgerufen wurden durch die auflockernde Wirkung des Regenwassers.

Die zahlreichen Blöcke sind für den Feldbau ein lästiges Hindernis; man schafft die kleineren Blöcke an die Feldraine oder man türmt sie über die einzelnen oder gruppenweise beisammen liegenden größten Blöcke, so daß viele Granitgegenden gekennzeichnet sind durch mächtige zwischen dem Ackerlande verstreute Block- und Steinanhäufungen. In manchen Gegenden trägt die Verwertung der Blöcke als Steinbruchmaterial einiges dazu bei, den Feldbau von dieser Last zu befreien.

Von den wilden Schluchten, welche an manchen Stellen der klüftige Serpentin bildet, war bereits oben die Rede.

Die tertiären Ebenen.

Außer von örtlichen Zerstörungsprodukten wird das Plateaugebiet auf weite Strecken bedeckt von dem Detritus, der zur Tertiär- oder Diluvialzeit von höheren Gebirgsteilen herabgeschwemmt wurde. In den Vertiefungen eines vormiocänen Reliefs haben sich die Bildungen der Budweiser und der Wittingauer Ebene abgesetzt. Die Budweiser Ebene ist scharf gesondert vom umliegenden Hügellande und namentlich im Westen und im Südwesten bilden der Plansker Wald und die Höhen bei Netolitz einen deutlichen Saum um die flachen Teiche und Moorgebiete. Einzelne Ausläufer,

Reste einer ehemals größeren zusammenhängenden Ausdehnung der Süßwasserbildung, entsendet das Budweiser Becken in das Gebiet der Wottawa über Wodnian gegen Strakonitz und Horaždiowitz und nordwärts die Moldau entlang bis über Moldauthein hinaus. Dort stellt sich eine Verbindung her zwischen den Budweiser und Wittingauer Weitungen und läßt vermuten, daß der größte Teil des südlichen Böhmens einstens von einem einzigen ausgedehnten See überdeckt war. Die größere Wittingauer Ebene hebt sich weniger scharf ab vom umgebenden Urgebirge, welches als flaches Plateauland im gleichen Niveau bleibt; im Süden bis Gmünd in Niederösterreich, in den nördlichsten Ausläufern bis in die Nähe von Tabor reichend, wird sie in den mittleren Teilen von mehreren flachen Granitinseln unterbrochen. Grüne Wiesen und freundlicher Baumwuchs an den Rändern sehr großer, seenartiger Teiche, dann ausgedehnte Moorflächen sind die kennzeichnenden Merkmale der freundlichen Landschaft um Wittingau.

Die Schichtserie ist mächtiger und vollständiger entwickelt in der Umgebung von Budweis, wo in einer Brunnenbohrung von 114 *m* Tiefe das Grundgebirge noch nicht erreicht wurde.[1]) Die tiefsten Lagen bestehen aus Sanden und bunten, grauen, weißen oder roten Tonen; die weißen Tone sind häufig plastisch und feuerfest und werden an einzelnen Stellen zur Fabrikation von Töpferwaren verwendet und im Zusammenhange mit den roten Tonen finden sich hie und da ebenfalls abbauwürdige Toneisensteine. Spärliche Blattabdrücke (u. a. Sequoia Sternbergi Heer) haben das miocäne Alter dieser Ablagerungen dargetan. Das nächste Schichtglied fehlt im Wittingauer Gebiete und ist auch im Budweiser Becken vorwiegend nur am West- und Südrande anzutreffen. Es sind Sande, wechsellagernd mit schmäleren Tonbänken, technisch wichtig durch die unregelmäßigen und schmalen Flötzchen von Lignit.

Ihr Hangendes bildet grobe Quarz- und Urgebirgsschotter. Solche Schotter sind auch außerhalb der Ebenen am südlichen Urgebirge sehr verbreitet, zuerst im Vorlande des Böhmerwaldes, wo sie Seifengold geliefert haben, ferner im Gebiete der Wasserscheide von Neuhaus westwärts und auf dem mährischen Plateau in den Gegenden zwischen Trebitsch, Mährisch-Kromau und Mährisch-Budwitz.

Auf den kleinen Plateauhöhen, knapp oberhalb der Budweiser Ebene, in der Umgebung von Wodnian, Netolitz bis Prabsch im Süden nahe dem Moldautale, ferner an einigen Stellen bei Neuhaus und in den Strecken südlich der Iglawa finden sich den Geröllen beigemengt eigentümliche grüne Glaskörper, die sogenannten Moldavite. Sie können unmöglich den Gesteinen des Urgebirges entstammen und mancherlei Umstände zwingen zu der Annahme, daß sie als Meteoriten herabgestürzt sind und in die Alluvien der damaligen Flüsse eingebettet, bis heute aufbewahrt wurden.

---

[1]) J. N. Woldřich. Beitrag zur Kenntnis des permischen und tertiären Beckens von Budweis. Sitzungsber. d. böhm. Ges. d. Wissensch., Prag 1893, Nr. IV.

Ein kleiner Lappen jungtertiärer Süßwasserbildungen in Verbindung mit Schotterlagen befindet sich noch auf dem südlichen Abhange gegen die Donau und zwar in der buchtartigen Ausweitung bei Freistadt, über welche die Kerschbaumer Straße führt.

Echter Löß hat auf den Höhen des Urgebirges kaum irgend wo beträchtliche Verbreitung; wo mächtigere Lehmablagerungen an den Gehängen auftreten, sind sie fast stets örtliche Anhäufungen. Erst am Ostrande, wo das Terrain unter 300 *m* Meereshöhe herabsinkt, erscheint die steilwandige, hellgefärbte subäolische Bildung, welche dann weiter östlich im Gebiete der Rotliegenden und der Brünner Eruptivmasse sowie über dem Miocän stellenweise zu ganz außerordentlicher Mächtigkeit anschwillt.

Die Donaufurche.

Eine Landschaft für sich bildet am Südrande des Urgebirges die Furche der Donau. Von Südwesten her tritt der Strom dem Abbruch der fränkischen Juraplatte folgend bei Regensburg an den Rand der Masse und wird hier gegen Südost abgelenkt, bewegt sich aber, bald knapp an das Urgebirge herantretend, bald im weiten Bogen sich entfernend, noch immer frei in der Ebene. Erst bei Pleinting oberhalb Vilshofen wird er zwischen den flachen Ufern vom Urgebirge, das noch von Tertiär überdeckt ist, gefangen. Der Fluß folgte offenbar in seiner ursprünglichen Anlage bereits einer breiten Vertiefung in den jüngeren Gesteinen, die von den umliegenden Höhen und im Neuenburger Walde auch jetzt nur teilweise entfernt sind. Der diluviale Schutt der Alpenflüsse hat ihn an das Urgebirge herangedrängt. Erst von Passau abwärts, wo der Inn die Wassermenge verdoppelt, sägt sich die Donau mit gesteigerter Erosionskraft ein wahres Engtal, mit einfachem, trogförmigem Querschnitte. Aus einer Höhe von 80—100 *m* fallen die beiderseitigen Gehänge ebenflächig zu den einförmigen und stillen Flußufern nieder; nur hie und da springt eine alte Burg oder ein Kloster auf schroffem Felsen vor und selten wird das einförmige Grün durch eine Ortschaft belebt. Hie und da blickt Fels- und Blockwerk durch den schütteren Waldwuchs. Die steilen Furchen, welche an den Gehängen niederziehen, sind zu seicht, um eine Gliederung in die Landschaft zu bringen. Manchmal tritt die Bankung des Granites von fern deutlich aus dem Felshang und wiederholt sich in gleicher Weise auf dem gegenüberliegenden Ufer. Ein anmutiger Seitenblick, wie ihn z. B. das Tal der großen Mühl eröffnet, gehört zu den Seltenheiten.

So wiederholt das Donautal zwischen Passau und Aschach die hervorstechendsten Merkmale der Täler des südlichen Urgebirges. Von den Höhen des Sauwaldes kommend gewahrt man das Tal, erst wenn man unmittelbar an der Kante des Abhanges steht. Der Erosion des Hauptstromes vermochten die kürzeren Nebenflüsse nicht zu folgen, sie erleiden deshalb in ihrer unteren Hälfte einen Gefällsbruch und stürzen durch steilere Schluchten zum Hauptstrome hinab. Nur die längeren Nebenflüsse, wie die Große Mühl,

konnten mit der Donau gleichen Schritt halten und breitere Täler mit gleichmäßigem Gefälle ausweiten. Die südöstliche Richtung des Haupttales setzt sich jenseits der Biegung von Schlägen in dem von Südost kommenden kleineren Adlersbache und dann in dem in seinem Unterlaufe plötzlich nach Südosten umbiegenden Aschachbache fort, so daß eine Furche entsteht, welche den Lauf der Donau zwischen Schlägen und Aschach geradlinig abzukürzen scheint. Es ist zweifelhaft, ob man es hier mit einem ehemaligen Donautale zu tun hat.

Größere Berechtigung scheint die Ansicht von H. GRABER zu besitzen, nach welcher die Furche der breiten Nebenflüsse ihre Entstehung der Gesteinsstruktur verdankt. Die Gneise dieser Gegenden werden, wie bereits erwähnt, von ihm als geflaserte Granite und als Quetschzonen innerhalb der Granite aufgefaßt und haben nicht nur den Lauf der Donau, sondern auch die Richtung der Nebenflüsse beeinflußt. Häufig macht sich dabei die Richtung der Böhmerwaldkämme geltend, wie z. B. im oberen Mühltale und hier in den Einsenkungen des Adlerbaches und des unteren Aschachtales, welche durch den Fadinger Sattel verbunden werden.[1])

Nicht weit unterhalb Aschach bezeichnet die unvermittelt in die Ebene vorspringende Granitkuppe mit dem Schlosse Ottensheim den Eintritt der Donau in eine ganz gleiche, jedoch viel kürzere Furche. Die Nähe der Landeshauptstadt Linz, an der Pforte zur gesegneten Ebene der Traun-Ennsmündung, wirkt belebend auf diese Talenge.

In der Ebene von Ardagger umfaßt das zerteilte Strombett eine Breite von 4 *km*; bei Grein ist es wieder von den Granitfelsen auf $^{1}/_{2}$ *km* zusammengedrängt. Eine Reihe von Stromschnellen gestaltete in früherer Zeit die Schiffahrt an dieser Strecke äußerst gefährlich. Schäumend zwängte sich der Strom zuerst durch den „Greinerschwall", etwa eine halbe Stunde unterhalb lag der „Strudel", wo sich das Wasser über eine Anzahl im Wasser verstreuter, durch fortwährenden Anprall gerundeter Klippen, sogenannter „Kugeln" oder „Gehäkelt", stürzend den Weg bahnen mußte und unmittelbar daran schloß sich der „Wirbel"; dort wurde er durch einen mächtigen, quer vorspringenden Inselfels, den Hausstein, und einer gegenüberliegenden Landspitze zu heftigen kreisenden Bewegungen gezwungen. Schon im XVIII. Jahrhundert begann man mit den Versuchen, die Riffe aus dem Strom zu entfernen und dem Wasser eine glattere Bahn zu verschaffen, aber es währte mehr als hundert Jahre bis die Bezähmung des Stromes gelungen war. Während der Regulierungsarbeiten der späteren Jahre wurden über dem Wasserspiegel des gegenwärtigen Stromes mehrere Riesenkessel bloßgelegt, in jedem ein rundgewalzter Stein; sie zeigen in welcher Weise der Strom, erst örtliche Höhlungen ausbohrend, sein Bett vertieft hat.

---

[1]) L. WASSNER. Das Donautal Pleinting—Passau—Aschach. Passau 1900. S. 1—31. — GRABER. Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. PETERMANNS geogr. Mitt. Gotha. 1902. Heft IV.

Das Donautal erweitert sich wieder, wo gegenüber der Feste Persenbeug die Ybbs ein breites Delta vorschiebt und die Erlaf bei der alten Stadt Pöchlarn in breiter Niederung die südlichen Gneishügel durchbricht. Mit seinem linken Strande knapp an den Steilabfall des Urgebirges bei Maria-Taferl angelehnt, läßt er zur Rechten einen breiten Alluvialstreifen frei, der ihn trennt von den allersüdlichsten Kuppen der böhmischen Masse und dem Hirsberge bei St. Leonhardt.

Die prächtige Fassade des Stiftes Melk auf schroffem Gneisfelsen bezeichnet weithin sichtbar den Eingang der Donau in das Wachautal. Wieder stellen sich beiderseitige, grüne, gleichmäßige Abhänge ein, hier freilich etwas breiter und etwas mehr gegliedert und höher aufragend als in den oberen Abschnitten. Es ist die anmutigste und bekannteste aller Donaustrecken, geschmückt durch manche freundliche Ortschaft, manche wilde Ruine, unter diesen besonders zu nennen der Aggstein und Dürnstein, auf einer höheren Gneisbank gelegen, die aus dem Gehänge vorspringt. Einstmals die wichtigste Verkehrstraße gegen Osten, durch welche der Dichter des Nibelungenliedes die Burgunden zum Hofe des Königs Etzel wandern ließ über Pöchlarn (Bechelaren) und Melk (Medelikhe) nach Mautern (Mutaren), liegt die enge Wachau, wenn auch die bevölkertste Donaustrecke innerhalb des Urgebirges, heute doch abseits vom Hauptverkehre, welcher der breiten Niederung bei St. Pölten zwischen den Alpen und der böhmischen Masse folgt.

Obwohl miocäne Sande, Schotter und Tegel auf den verschiedenen Seitenlehnen der Berggruppe gegen 400 *m* Meereshöhe hinaufsteigen, wie oberhalb Mauer und Ursprung am Südgehänge und im Nordosten bei Furth, kann doch nicht angenommen werden, daß die ganze Höhe des Dunkelsteinerwaldes (622 *m*) von Sedimenten überdeckt war. Es mußten auch zur Tertiärzeit hier einige Urgebirgskuppen hervorgeragt haben, hinter denen sich später der Fluß seinen Weg suchte. Dabei ist es besonders auffallend, daß gerade die höchsten Erhebungen im Norden, nahe dem Donautale gelegen sind (bei Arnsdorf 712 *m*), so daß es scheint, wie wenn die Furche in den oberen Teil einer vom Waldviertel her gegen St. Pölten ziemlich gleichmäßig abfallenden Fläche eingeschnitten wäre. Bei Emmersdorf und Melk stehen beiderseits der Donau verschiedene Gesteine an; vielleicht hat hier eine Dislokation richtend auf den Flußlauf gewirkt. Gegenüber von Krems, auf den Gehängen bei Furth und Tiefenfucha, sowie bei Thallern an der Donau wird bereits seit langer Zeit Braunkohle abgebaut. Das Flötz fällt 15—20° nordöstlich gegen die Donau. Unter den Alluvien der Donau gegen Etzdorf hat man das Flötz durch Bohrung aufgesucht und hiebei 222 *m* Tegel durchstoßen. Die Donau fließt demnach hier auf Tertiär und an ihrer Austrittsstelle aus dem Urgebirge bei Krems mußte bereits zur Tertiärzeit eine tiefe Bucht bestanden haben.

IV. Abschnitt.

Vorcambrische und altpaläozoische Sedimente im Innern der Masse.

Einleitung. — Vorcambrische Gebiete im Westen. — Cambrium von Skrej und Tejrzowitz. — Przibram. — Jinetz. — Quarzite und Schiefer des Untersilur. — Prag und Umgebung. — Das mittlere Kalkgebiet. — Alte Sedimente im Eisengebirge. — Übersicht.

Einleitung.

An die wellige Granithochfläche des mittleren Böhmens schließt sich im Nordwesten, ohne daß die Grenze durch eine besondere Terrainstufe gekennzeichnet wäre, das reicher gegliederte Gebiet ältester Sedimente, welches sich von Prag südwestwärts, allmählich übergehend in kristallinische Schiefergesteine und mit Einlagerungen von Gneisen bis an den Fuß des nördlichen Böhmerwaldes bis an den böhmischen Pfahl und in der Einsenkung von Furth und Eschelkamm bis über die Landesgrenze erstreckt. Dem allgemeinen Streichen der Gesteine gemäß sind nordöstlich streichende Bergzüge aneinandergereiht, die nur wenig über die allgemeine Erhebung des Landes emporragen und in den höchsten Rücken im Brdywalde und im Trzemschimgebirge bei Przibram in einzelnen Gipfeln über 900 *m* ansteigen. In der Nähe der Landeshauptstadt tauchen sie allmählich hinab unter die in zerrissenen und lappigen Umrissen übergreifende Kreidedecke und die nordöstlichen Ausläufer der alten Schiefer erscheinen noch unter den Alluvien der Elbe bei Brandeis und Elbekosteletz. Im Südwesten von Prag und bei Beraun werden die Schieferzüge unterbrochen von einer teils ebenen, teils hügeligen und von tiefen Tälern durchfurchten Kalkhochfläche. Im Westen sowohl bei Pilsen und bei Manjetin, wie im Norden bei Rakonitz und bei Neustraß erzeugen die flachgelagerten Schichten des oberen Carbon und des Perm größere ebene und einförmige Sandflächen. Im Nordwesten bei Plan, Weseritz, Neumarkt und Chiesch lagern sich Urtonschiefer, das sind die tieferen Glieder der in diesem Kapitel besprochenen Schichtreihe, anscheinend konkordant auf die im Sinne des Erzgebirges nordöstlich streichenden Glimmerschiefer des Hochlandes von Tepl.

Schon seit dem XVIII. Jahrhundert haben die altpaläozoischen Bildungen der Umgebung von Prag infolge ihres enormen Fossilreichtums die Aufmerksamkeit der Forscher in weit höherem Grade auf sich gelenkt, als die übrigen böhmischen Gebirge.

Zippe[1]) versuchte zuerst eine Einteilung dieses „Übergangsgebirges“ und unterschied die Tonschiefer und Grauwackenschiefer vom Quarzfels und vom Übergangskalkstein. Murchison[2]) erkannte gelegentlich einer Reise nach

[1]) F. Zippe. Übersicht der Gebirgsformationen in Böhmen. Prag 1831.

[2]) Murchison. Über die silurischen Gesteine Böhmens nebst einigen Bemerkungen über die devonischen Gebilde in Mähren. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1848, S. 1.

Prag um 1844 die Gleichstellung mit dem englischen Silursystem. Aber vor allem ist die Erforschung der paläozoischen Schichten Mittelböhmens unzertrennlich verknüpft mit dem Namen Joachim Barrande. Dieser Gelehrte hatte bald nach der Verbannung der französischen Königsfamilie (1831), mit der er als Erzieher in innigem Verhältnisse stand, seinen Wohnsitz in Prag genommen und sich die Erforschung der paläozoischen Schichten Mittelböhmens zur Lebensaufgabe gemacht, an welcher er mit größter Ausdauer und Zähigkeit bis zu seinem Lebensende festhielt. Ihm verdankt die Wissenschaft die Beschreibungen und Abbildungen von Tausenden von paläozoischen Fossilien, trotzdem er den ganzen Formenreichtum noch lange nicht erschöpft hat, und ferner das stratigraphische System,[1]) welches, trotzdem sich Auffassungen über das Alter der einzelnen Schichtstufen stark verschoben haben, doch auch den verschiedenen neueren Einteilungsversuchen unverkennbar zu Grunde liegt.

Barrande erkannte den im großen konzentrischen Bau der Ablagerungen, bei welchem die ältesten Schichtenglieder an den Rändern zu liegen kommen und gegen innen in immer engerem Bogen immer jüngere Schichtglieder folgen bis zu den Kalken zwischen Beraun, Budnian und Prag und den Schiefern bei Hostin und Hlubotschep, welche als jüngstes Glied den Kern der konzentrischen Mulde bilden sollten. In einem abgeschlossenen Becken oder in einer Bucht, einem „Bassin", das sich von Auval bis Klattau erstreckte, sollten sich die Schichten mit ihrer gegenwärtigen Neigung gegen innen in regelmäßiger Aufeinanderfolge abgesetzt haben. Der ganze Komplex von den Phylliten am Granitrande bis zu den Schiefern bei Hostin wurde von Barrande zum Silur gerechnet und in neun Stufen, benannt mit den Buchstaben *A—H*, eingeteilt.

Mit *A* und *B* bezeichnete Barrande die azoischen Schichten; er stellte sie dem englischen Cambrium gleich, und zwar sollten zu *A* die metamorphen Schichten, die Amphibolite, chloritische Schiefer im Westen und zu *B* die unveränderten Sedimente, wie die sogenannte Przibramer Grauwacke und die benachbarten azoischen Schiefer zu rechnen sein.

Die höheren, fossilführenden Stufen wurden von Barrande in drei Abteilungen nach ihren Faunen untergebracht, und zwar die Sandsteine und Schiefer *C* und *D* als erste und zweite Fauna zum Untersilur und die großenteils kalkigen Stufen *E—G* mit den Schiefern der Stufe *H* als dritte Fauna zum Obersilur gestellt. Die Mehrzahl der Stufen wurde noch in zwei oder mehrere durch Ziffern bezeichnete Unterabteilungen gebracht. Begreiflicherweise hat sich die Zahl der unterschiedenen Zonen in späterer Zeit noch vermehrt und wird vielleicht auch in Zukunft in dem Maße, als die Forschung in die Einzelheiten eingeht, noch anwachsen.

[1]) J. Barrande. Notice préliminaire sur le Système silurien et les trilobites de Bohême, Leipsic 1846. Système silurien du centre de la Bohême. Bd. I erschien 1852, weitere 21 Bände bis Barrandes Tod, 1882. Nach einer testamentarischen Verfügung Barrandes werden weitere Bände von einer Kommission herausgegeben; auch J. C. Corda und Ig. Hawle. Prodrom einer Monographie der böhmischen Trilobiten. Prag 1847, S. 8.

Seit dieser ersten Darstellung hat sich sowohl die stratigraphische als auch die tektonische Auffassung dieses paläozoischen Gebirges im hohen Grade verändert, freilich ohne daß BARRANDE sich bewogen gefühlt hätte, die seinige in irgend einer Hinsicht abzuändern. Die azoischen Schiefer gelten nun für vorcambrisch oder nach der amerikanischen Bezeichnung für algonkisch; da sie von den tiefsten fossilführenden Schichtkomplexen durch eine Diskordanz getrennt sind. Die Stufe *C* BARRANDES und vielleicht noch die allertiefsten Lagen der *D*-Stufe sind die Stellvertreter des Cambrium anderer Gebiete. Anderseits wurde die Zugehörigkeit der obersten Kalke von *F* und *G* und der Schiefer von *H* zum unteren und mittleren Devon erwiesen,[1]) so daß für das Silur nur mehr große Massen der Sandsteine, Schiefer und Quarzite von *D* und die Graptolithen, Schiefer und Knollenkalke von *E* übrigbleiben, und zwar gehören die Gesteine der Stufe *D* zum Untersilur, die der Stufe *E* zum Obersilur.

Seitdem die silurischen Sandsteine mit Fossilien auch in Ostböhmen im Eisengebirge aufgefunden wurden, seit der Entdeckung der Graptolithen und anderen silurischen Fossilien in der Lausitz, zwischen Kamenz und Görlitz, im Vogtlande, in Thüringen und in noch ferneren deutschen Gebirgen können die böhmischen Bildungen nicht mehr als Absätze eines geschlossenen Beckens betrachtet werden; sie sind vielmehr die durch besondere tektonische Vorgänge der Abtragung entgangenen Reste einstmals weit verbreiteter Sedimente.

Die Aufnahmen der geologischen Reichsanstalt und insbesondere KREJČIS sorgfältige Studien haben gezeigt, daß die Lagerung der Schichten durchaus nicht so regelmäßig ist, wie sie BARRANDE aus der Anordnung im großen erschließen wollte. Das ganze Gebiet alter Sedimente Mittelböhmens stellt sich vielmehr dar als ein durch nordoststreichende Brüche zertrümmertes und abgesunkenes Stück eines gefalteten Gebirges. Wenn sich auch nach verschiedenen Anzeichen vermuten läßt, daß sich das tektonische Gesamtbild in mancher Hinsicht später noch verwickelter gestalten wird, als es in KREJČIS zusammenfassenden Darstellungen hervortritt, so haben diese doch gewiß das Wesen der Sache getroffen und so wird sich auch jetzt noch eine kurze Schilderung des Aufbaues der paläozoischen Gebiete Mittelböhmens in erster Linie an KREJČIS Darstellung anlehnen müssen.[2])

Vorcambrische Gebiete im Westen.

Weitaus der größte Teil der alten Sedimente zwischen dem böhmischen Pfahl bei Taus und Tachau und dem Elbegebiete bei Brandeis — mehr als

[1]) Aus der ungemein reichen Literatur über diesen Gegenstand erwähne ich nur E. KAYSER: Vortrag am 27. September 1877 in der Allgemeinen Versammlung der deutschen geologischen Gesellschaft, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 216 und E. KAYSER und E. HOLZAPFEL. Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen *F*, *G*, *H* BARRANDES zum rheinischen Devon. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 479.

[2]) J. KREJČI und K. FEISTMANTEL. Topographisch-geotektonische Übersicht des silurischen Gebietes im mittleren Böhmen. Archiv für naturwissenschaftl. Landesdurchforschung. Bd. V, 5. Abteil., Prag 1885.

vier Fünftel des großen Gebietes — hat bisher noch keine bestimmbaren tierischen Reste geliefert, wenn auch nach verschiedenen Anzeichen mit Sicherheit auf organisches Leben zur Zeit der Bildung dieser Gesteine geschlossen werden kann. Als ältestes und tiefstes Glied der ganzen Serie umgürten sie ringsum das langgestreckte paläozoische Gebiet zwischen Pilsenetz an der Uslava und Brandeis an der Elbe, teils die jüngeren Schichten unterteufend und teils von langen, nordöstlichen Dislokationen begrenzt. Obwohl einförmig im Verhältnis zur Ausdehnung, enthält das Gebiet sowohl sehr weitgehende Abänderungen in der Hauptschiefermasse als auch mancherlei örtliche Einlagerungen. Innerhalb des Komplexes, der den vollkommenen Übergang von den kristallinischen Schiefern zu rein klastischen Gesteinen umfaßt, ist es nicht gelungen, im großen eine sichere Gliederung, weder in tektonischer noch in stratigraphischer Hinsicht durchzuführen und zwischen Barrandes Etagen *A* und *B* konnten die verschiedenen Autoren keine allgemein gültige Begrenzungslinie festsetzen.

Nähert man sich von Nordwesten durch die Gneise und Glimmerschiefer des bewaldeten Tepler Hochlandes dem Gebiete der Urtonschiefer, so bemerkt man keinerlei Kennzeichen der Abgrenzung beider Gebiete in der allmählich abdachenden Landschaft.

Dem Glimmerschieferzuge folgen vollkommen konkordant, den gleichen Bogen beschreibend, und ohne scharfe petrographische Begrenzung die glimmerigen Phyllite. In der Gegend des Miestales bei Taus südlich von Plan und westlich von Tschernoschin schwenken die Phyllite aus der südwestlichen in die südliche Richtung, d. i. aus der Richtung des Erzgebirges in die des nördlichen Böhmerwaldes und lehnen sich knapp und scharf begrenzt an den langen Granitstock von Plan und Haid, welcher den böhmischen Pfahl östlich begleitet.

In dem schmalen Streifen zwischen Granit und Pfahl bei Tachau befindet man sich noch ganz im hochkristallinischen Gebiete, in schuppigen Gneisen, Amphiboliten, Serpentinen und kristallinischen Kalken, begleitet von Lagergraniten und pegmatitischen Gängen. Amphibolite sehr mannigfacher Art, teils schiefrig, oft glimmerführend, oft massiger diorit- oder syenitartig, ziehen entlang des Pfahles, nur selten westwärts übergreifend in den Gneis des Böhmerwaldes und über das Ende des Pfahles hinaus bis an den hohen Bogen in Bayern; hier vollzieht sich eine neuerliche Änderung im Streichen in die Südostrichtung des eigentlichen Böhmerwaldes bis zur Grenze gegen die Glimmerschiefer des Künischen Gebirges (s. oben S. 40). Die breite Niederung von Furth und Eschelkamm zwischen dem Glimmerschiefer des Osser und dem Gneis des Tscherkovberges, welche den südlichen vom nördlichen Böhmerwalde trennt, wird von diesen mannigfachen Hornblendegesteinen eingenommen. Sie sind wahrscheinlich ebenso wie die Amphibolite des Tepler Gebirges als große basische Eruptivmasse aufzufassen. Größere Partien und auch schmälere Züge von schuppigem Zweiglimmergneis, oft übergehend in Glimmerschiefer, sind den Amphiboliten

eingelagert westlich von Taus und Bischofteinitz und bei Hortau; diese Gesteine sowie auch die Amphibolite selbst gehen ostfallend allmählich über in die hangenden Phyllite von Taus, Bischofteinitz und Stankau.

Ein Bogen von Phylliten von Furth über Taus, dann bei Tschernoschin umbiegend gegen Weseritz bis Chiesch und Lubenz, mit 40—70° einwärts fallenden Schichtflächen, scheint so den äußeren Saum der großen Einsenkung zu bilden. Im einzelnen aber sind die Lagerungsverhältnisse durchaus nicht so einfach aufzufassen; bis zur nächsten inneren Zone jüngerer Gesteine wechseln die Phyllite noch mehrmals die Fallrichtung und manche örtliche Beobachtung läßt auf versteckte Dislokationen schließen.

Vom Abfall des Tepler Hochlandes an braucht sich das Streichen nur wenig zu verändern, um in die im ganzen mittelböhmischen Paläozoikum herrschende Nordostrichtung überzugehen, mehrere flache Mulden folgen dieser Hauptstreichungsrichtung. In den Umgebungen von Pilsen und Dobrzan herrscht nordwestliches, bei Kladrau und Mies hingegen wieder südöstliches Einfallen. Eine Inkonformität zwischen kristallinischen Phylliten und mehr klastischen Urtonschiefern (Barrandes *B*) verzeichnet Lidl[1]) in der Gegend von Mies; erstere fallen nach Südost, letztere östlich anschließend mit gleichem Streichen gegen Nordwest. Ähnliche Dislokationen werden bei genauerem Studium gewiß noch in größerer Zahl im Phyllitgebiete gefunden werden.

Noch verwickelter scheinen die Lagerungsverhältnisse in der Südwestecke des Phyllitgebietes zu sein. Vom Hauptgebiete der Hornblendeschiefer in der Senkung bei Eschelkamm zweigt über Neugedein ein Arm ab und zieht als deutliche Hügelreihe über die Hochfläche der Urtonschiefer über Merklin zur Radbusa bei Staab, wo er unter dem Carbon der Pilsner Ebene verschwindet. Zwischen Dobrzan und Rupau streichen die Phyllite nordsüdlich parallel dem Amphibolitzuge und fallen gegen Ost, so daß letzterer als eine fast quer auf das allgemeine Streichen verlaufende Aufwölbung innerhalb der Phyllite erscheint. Eine weitere Mulde entsteht in dem Ausläufer der Phyllite zwischen dem Amphibolit bei Chudenitz und dem Granit von Klattau, ihre Achse ist beiläufig bei Polin gelegen.

Längs der Grenze des mittelböhmischen Granitstockes herrscht, wie bereits oben bemerkt wurde (S. 54), wechselndes Einfallen, zumeist aber fallen die Schiefer gegen die Granitmasse. Während von Dobrzan und Rupau ostwärts das Streichen aus der Nordsüdrichtung wieder in die nordöstliche umgelenkt hat und sich bei Przestitz und Blowitz einige normale Sättel und Mulden einstellen, erfahren die Schichten bei Mjeczin und Žinkau neuerdings eine plötzliche Ablenkung gegen Nord. Die Störung hält an bis zum Granitvorsprung bei Rosmital und tritt besonders deutlich zu Tage in den nördlich streichenden Zügen cambrischer Conglomerate des Trzemschin- und des Strzerbinagebirges.

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855, S. 591.

Im Westen und Norden wird das vorcambrische Gebiet von mehreren **Granitstöcken** durchbrochen, die zwar auf den Schichtenbau nur örtlichen Einfluß auszuüben scheinen, aber durch ihre kuppenförmigen Bergformen mit den gewöhnlichen Blockanhäufungen einige Abwechslung in die Landschaft bringen. Auffallenderweise bildet aber gerade der bedeutendste der Stöcke, die langgezogene Granitpartie, welche sich von Neustadtl und Haid über Kuttenplan bis in die Gegend von Marienbad ausdehnt, eine ziemlich flache Senke zwischen umliegenden Höhen, die nach Hochstetter mit ihren vielen zerstreuten Teichen an die tertiären Becken von Budweis und Wittingau erinnert. Das Gegenteil ist der Fall in der weithin sichtbaren Kuppenlandschaft der **Siebenberge** südwestlich von Kladrau und bei dem kleineren Granitstocke, der sich südlich von Chodenschloß unmittelbar an den böhmischen Pfahl anlehnt. Im ganzen sind die Stöcke aus denselben Gesteinstypen und Abarten zusammengesetzt, welche im südlichen Urgebirge herrschend sind.

Eine bedeutendere Granitpartie zieht weiter im Osten von Staab an der Radbusa über Merklin bis in die Gegend von Kolautschen, entlang dem Rücken von Hornblendeschiefer; im Norden wird sie von Phyllit rings umschlossen und zum großen Teil überdeckt von Steinkohlenbildungen. Die Gesteine sind hier dieselben wie im östlichsten größeren Granitstocke.

Eines der größten Granitgebiete durchbricht die äußere Zone des vorcambrischen Gebietes noch im Norden. Er wird zum größten Teile verhüllt von den Carbon- und Permbildungen bei Rakonitz, Jechnitz und Lubenz. Vielleicht ist die nördliche Ablenkung des Streichens der Phyllite und der benachbarten Glimmerschiefer bei Chiesch und Luditz, die besonders deutlich ist in den Dachschieferbrüchen bei Rabenstein an der Strela, bedingt durch die Nähe des ausgedehnten Stockes von porphyrartigem Granit.

Es mag hier noch erwähnt sein, daß die Granitaufbrüche nicht auf das vorcambrische Gebiet beschränkt bleiben; einzelne Spuren finden sich noch innerhalb der Quarzite des Untersilur nordwestlich von Rokytzan.

Wenn man gegen die Mitte des azoischen Gebietes fortschreitet, verwandeln sich die glimmerigen Phyllite des Randes allmählich und unter wiederholten Wechsellagerungen der Abarten in matte, seidenglänzende **Urtonschiefer** von grauer, grünlicher oder gelber Farbe; später treten dazu schwarze Schiefer mit Graphit oder sonstigen kohligen Substanzen. Sandsteine und Conglomerate, ja selbst Kalksteinbänke bilden vereinzelte Einlagerungen in den höheren Horizonten. Vor allem aber sind die **Kieselschiefer oder Lydite**, ferner die kiesreichen **Vitriol- oder Alaunschiefer** sehr bezeichnende Einlagerungen für das eigentliche Urtonschiefergebiet.

Während sich ältere Autoren über die Schwierigkeit beklagen eine scharfe Grenze zu ziehen zwischen den kristallinischen Phylliten der Stufe *A* und den Schiefern der Stufe *B*, trennt F. Pošepny in der Gegend von Przibram die präcambrischen Schiefer von den archäischen Phylliten nach

dem Vorkommen der Kieselschiefer und Conglomerate in den ersteren, welche den tieferen Stufen vollkommen fehlen.

Werden auf der einen Seite durchgreifende Übergänge von den kristallinischen zu den klastischen Gesteinen angegeben, so hat anderseits Sandberger in dem Materiale, welches die vorcambrischen Conglomerate und Sandsteine der Umgebung von Przibram zusammensetzt, die Amphibolite und Gneise des südlichen Urgebirges von Tabor und im Böhmerwalde aufgefunden. Granit soll darin nicht vorkommen, was nach den Angaben der Kontaktwirkung des Granites nicht anders vorauszusetzen ist (s. oben S. 54).[1])

In den mächtigen höheren Partien des Komplexes wird durch zahlreiche organische Spuren gleichsam das reiche Leben der höheren Stufen vorbereitet. Kalksteine treten im Schiefergebiete nur spärlich an verschiedenen Punkten als wenige mächtige Bänke auf. Die oolitischen Kalke der schwarzen Schiefer bei Przibram wurden mehrmals auf erkennbare Fossilreste untersucht, jedoch ohne Erfolg. Aus dem Reichtum der schwarzen Schiefer von Przibram an Graphit und Anthrazit, besonders aber aus ihrem Gehalt an bituminösen Substanzen, organischen Säuren, an Stickstoff- und Phosphorverbindungen und an sulfidischen Erzen, schloß F. Sandberger auf reichliche Anhäufung nackthäutiger Tiere oder Algen; an letztere wäre besonders zu denken mit Rücksicht auf die algenreiche Fucoïdensandsteine, welche in Schweden und im Ostseegebiete die tiefsten Lagen des Cambrium unter der eigentlichen Primordialfauna vertreten.

Die Kieselschiefer anderer Gebiete und höherer Horizonte sind häufig durch den Nachweis von Radiolarien und Diatomeen als organogen erkannt worden. Für die mittelböhmischen Vorkommnisse sind solche Nachweise bisher noch spärlich und unsicher geblieben, doch ist derselbe Ursprung auch für sie sehr wahrscheinlich. Sie sind über das ganze vorcambrische Gebiet von der Elbegegend bis weit gegen Westen und bis in die Gegend von Klattau verbreitet und machen sich in der Landschaft auffallend bemerkbar. Die dunkeln oder buntgefärbten, dichten und sehr harten Gesteine widerstehen in weit höherem Maße der Abtragung als die Schiefer, denen sie als lange, schmale Linsen da und dort in wechselnder Mächtigkeit eingelagert sind; als schroffe und zackige Felsen und Kämme ragen sie über das freie Feld, unfruchtbare, steinige Klippen bildend, oder man trifft sie plötzlich und unvermutet als steile Wände aus ebenem Waldboden ruinenartig aufsteigend. Erklettert man so einen Felsen, der über das umgebende Nadelholz hervorragt, so gewahrt man oft die in gerade Reihen geordneten Zacken, welche in wechselnder Entfernung über die Wipfel blicken, ein Bild, welches an die geradlinigen Klippenzüge der Quarzgänge des Urgebirges erinnert. Hier folgen die Züge stets dem Hauptstreichen der Schiefer. Die auffallendsten Kieselschieferklippen finden sich in den süd-

[1]) F. v. Sandberger. Über die ältesten Ablagerungen im südöstlichsten Teile des böhmischen Silurbeckens und deren Verhältnis zu dem anstoßenden Granit. Sitzungsber. d. bayr. Akad. d. Wissenschaften 1887, S. 433.

westlichen Gebieten, östlich von Pilsen bis gegen Klattau und in den Gegenden Przestitz, Blowitz und Brenporzitschen bis an den Granit bei Žimkau; oft genannt wird der Felsen bei Pilsenetz, welcher die Ruine Radina trägt.

Dunkle Schiefer mit sehr hohem Kiesgehalte, dessen Entstehung man im allgemeinen auf die Reduktion von Schwefelsalzen des Meeres durch faulende organische Massen zurückführt, sind sehr verbreitet in der weiteren Umgebung von Pilsen aufwärts bis Mies und abwärts bis Zwikowetz an der Beraun, an den Nebenflüssen und nordwärts im Gebiete der Strehla bis nahe an die Steinkohlenbildungen von Manjetin. Diese sogenannten Alaun- oder Vitriolschiefer werden an sehr vielen Punkten, manchmal in Bänken von selbst 50 *m* Mächtigkeit, abgebaut. Die chemische Industrie, welche die Produkte erzeugt, nach denen die Schiefer ihren Namen haben, ist gegenwärtig freilich bereits im Abnehmen begriffen. Ein bedeutenderer Abbau wird gegenwärtig noch zu Weißgrün nördlich von Radnitz betrieben.

So wie die silurischen Gebiete sind auch die azoischen Schiefer fast allenthalben von mannigfachen Grünsteingängen, stellenweise auch von Dioritstöcken, durchbrochen.

Als Erzvorkommen verdienen die Gänge der barytführenden Bleierzformation von Mies erwähnt zu werden. Sie streichen in den felsigen Gehängen des Miestales frei aus und wurden zuerst von hier aus und dann aus tieferen Schächten schon seit dem XII. Jahrhundert abgebaut. Auf der Fahrt von Pilsen nach Eger gewinnt man vom Waggonfenster einen überraschenden Blick auf die Bergstadt mit ihren mittelalterlichen Türmen und Befestigungen, auf das mehr als 100 *m* tiefe Tal und auf die Halden in der Tiefe. Der Bleibergbau von Mies besaß in der Vergangenheit keine auffallende Blütezeit, zählt aber heute noch zu den bedeutenderen Bergwerksunternehmen von Böhmen.[1]) Die Gänge von reiner Zinkblende, welche im Granit bei Merklin südlich von Pilsen im XIX. Jahrhundert erst entdeckt und durch längere Zeit abgebaut worden sind, werden mit den Gängen von Mies in tektonischen Zusammenhang gebracht. Sie stehen wie diese mit ihrem nordwestlichen Streichen fast senkrecht auf dem Streichen der Phyllite und verwandeln sich bei ihrem Austritte in die azoischen Schiefer in Bleiglanzgänge.[2])

Cambrium von Skrej und Tejrzowitz.

Der breite Nordwestflügel des Gebietes vorcambrischer Schiefer wird zwischen der alten Burg Pürglitz und Rokytzan durchbrochen von einem Porphyrstocke von etwa 30 *km* Länge und etwa 4 *km* durchschnittlicher Breite. Seine Längserstreckung folgt beiläufig der im mittelböhmischen Paläozoikum herrschenden tektonischen Hauptrichtung. Es ist dieselbe Richtung, in der die zahlreichen Porphyrgänge und gestreckten Stöcke

[1]) F. Pošepny. Der Bergbaudistrikt von Mies in Böhmen. Herausgeg. v. O. Graf. Wien, 1874.

[2]) R. Beck. Lehre von den Erzlagerstätten, Berlin 1901, S. 274.

zwischen Stjechowitz und Königsaal das Moldautal verqueren und welche auch die vielen schmäleren Porphyrgänge und Adern an der Moldau abwärts von Prag bis gegen Kralup beherrscht. Der Hauptstock löst sich nordostwärts in zerstreute Partien auf und entsendet seine Ausläufer bis Zilina am Rande der Steinkohlenbildungen von Kladno. In seinem südlichen Teile wird er von einzelnen Lappen der Barrandeschen Stufe *D* stellenweise überdeckt, unter welcher er dann fast gänzlich verschwindet; nur einzelne Aufbrüche sind über die Gegenden von Mauth und Rokitzan bis gegen Pilsenetz verstreut. Diese vervollständigen die Porphyrvorkommnisse zu einem in unbestimmter Weise Nordost-Südwest gerichteten Zuge von Zilina bis Pilsenetz. Ein zweiter, freilich viel ärmlicherer und noch unbestimmter Zug, derselben Hauptrichtung angehörig, scheint mit den kleinen und kaum in der Bodengestaltung bemerkbaren Porphyrinseln bei Petrowitz und Groß-Aujezd südwestlich von Rakonitz zu beginnen und sich über Kralowitz, abermals bis zum Rande der Steinkohlenbildungen bei Plass an der Strehla fortzusetzen. Vielleicht kann die Reihe von Porphyrkuppen bei Elhotten, Solislau, Ullitz und Pleschitz als die äußerste Fortsetzung dieses Zuges im Westen der Pilsener Steinkohlenbildungen gelten.

Sehr verschiedenartige Gesteine wurden in der früheren Zeit als Porphyre in den einzelnen Stöcken ausgeschieden und auch im Pürglitzer Hauptstocke ist die Mannigfaltigkeit in struktureller und chemischer Hinsicht sehr bedeutend; das war schon aus den älteren Untersuchungen von Bořicky [1]) zu ersehen. Das gilt besonders von den früher als „Diabase" und später als „Aphanite" bezeichneten Gesteinen, welche den Nordwestrand des Porphyrzuges begleiten; Bořicky bezeichnete sie später als Diabasaphanite und Diabasporphyrite. Rosiwal konnte nach den Aufsammlungen von J. Jahn unter diesen Gesteinen sowohl verschiedene hypidiomorphkörnige als auch hypokristalline Ergußgesteine, vor allem aber einen recht beträchtlichen Anteil an Melaphyren nachweisen.[2])

Was das Alter des Pürglitzer Stockes betrifft, sei nur erwähnt, daß bereits Feistmantel das häufige Vorkommen von Einschlüßen azoischer Schiefer und Kieselschiefer im Porphyr hervorhob;[3]) Bořicky hat diese Beobachtungen später bestätigt und erblickt eine Kontaktwirkung der Porphyre in der massigen Struktur und in der weißen Aderung der azoischen Schiefer an der Straße von Pürglitz nach Neustadtl. Beim Dorfe Chotjetin zwischen Radnitz und Zbirov wird sogar die Kontaktwirkung auf die Silurschichten durch eine porphyrische Ader beschrieben. Dagegen sollen nach Bořicky die Diabasaphanite und Porphyrite älter sein als die Hauptmasse des Porphyrstockes.

[1]) E. Bořicky. Petrologische Studien an den Porphyrgesteinen Böhmens (beendet von J. Klvaňa). Archiv für Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. IV, Nr. 4, 1882.

[2]) A. Rosiwal. Vorlage und petrographische Charakteristik einiger Eruptivgesteine aus dem Tejrzowitzer Cambrium. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 446.

[3]) K. Feistmantel. Die Porphyre im Silurgebiete von Mittelböhmen. Abh. d. kön. böhm. Gesellschaft d. Wissensch. V. Folge Bd. X. 1859.

Wo die Beraun, der Hauptfluß des alten Sedimentgebietes, an den Porphyrzug von Pürglitz herankommt, liegen die berühmten Fossilfundpunkte von Skrej und Tejrzowitz. Zur Rechten des Flusses erheben sich rasch die waldigen Porphyrberge, von manchem steilen Tal durchrissen, das manchmal in klammartig enger Schlucht (bei Podmockel) die hellfarbigen und senkrecht klüftigen Porphyrfelsen bloßlegt. Die Kammhöhe aber bis zum welligen Abfall der azoischen Schiefer gegen das Littawatal bei Zditz und Beraun bildet wenig geneigtes flaches Waldland, in dem man in der Regel den Porphyr nur in den rostigen Gesteinssplitterchen des von den Wagengeleisen aufgefahrenen Waldbodens erkennen wird.

Das Dörfchen Skrej liegt am rechten Flußufer. Auf der andern Talseite, etwa eine Stunde abwärts, jenseits einer Krümmung des Flusses liegt das Dörfchen Tejrzowitz, gegenüber der Ruine Tejrzow, welche eine Porphyrkuppe am Eingange des romantischen Auporžertales überragt. Sehr auffallend in der Terraingestaltung tritt eine fast ebene Abstufung des hügeligen Gehänges zwischen den beiden Dörfern oberhalb beider Flußufer hervor; die Quarz- und Urgebirgsschotter, welche diese Abstufungen überdecken, bekunden sie als ehemaligen höher gelegenen Talboden. Etwa 60 *m* fällt von hier an das Gehänge steil zur gegenwärtigen schmalen Talsohle, in welcher der Fluß von einer Steilwand zur andern wandelnd die dunkeln mattglänzenden Paradoxidesschiefer benagt. Aus den trefflichen Aufschlüssen der steilen Talwände, aus den tiefen Einrissen der Seitentäler, namentlich des Karaseker Baches gegenüber von Skrej, und aus den zahlreichen Aufrissen an den Wegen sowie aus vielen künstlichen Aufbrüchen, die zum Zwecke der Gewinnung von Fossilien gemacht worden sind, setzen sich die sehr vollkommenen Profile zusammen, welche oft von Geologen besucht und in neuerer Zeit von Professor J. Jahn einem genauen Studium unterzogen worden sind.[1])

Das allgemeine Einfallen des cambrischen Schichtkomplexes ist gegen Südost gerichtet, im einzelnen wenig gestört, so daß das Profil sich recht einfach verfolgen läßt. Das Liegende im Nordwesten, im Oberlaufe des Karaseker Baches, sind azoische Schiefer mit Kieselschiefereinlagerungen; im Berauntale oberhalb Skrej erscheinen auch vorcambrische Grauwackensandsteine und Grauwackenschiefer mit basischen Eruptivgängen als Liegendes. Darüber folgt in diskordanter Auflagerung das untere Cambrium, als welches ein fossilleeres lichtes homomiktes Quarzconglomerat mit stellenweisen Lyditeinlagerungen unterschieden wird; hieher gehören nach Jahn auch noch Bänke von quarzitischem Sandstein und Quarzconglomerate, wechsellagernd mit weicheren Sandsteinen und lettigen, fossilführenden Bändern vom Miletschberge bei Tejrzowitz; sie enthalten als bezeichnende Formen *Orthis perposta* Pomp. und eine der *Orthis Romingeri* verwandte Form (Orthis Kuthani Pomp.) und neben anderen Trilobiten Ellipsocephalus vetustus

[1]) J. J. Jahn. Über die geologischen Verhältnisse des Cambrium von Tejrzowitz und Skrej in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 641.

Pomp. einen Verwandten des jüngeren Ellipsocephalus Germari.[1]) Es sind dies die ältesten bisher in Böhmen bekannt gewordenen Tierformen; die kleine Fauna dieser Stufe ist sehr wohl unterschieden von der folgenden Paradoxidesstufe und rechtfertigt die schon früher auf bloß petrographische Gründe von FEISTMANTEL vorgeschlagene Abtrennung einer Stufe c_1 von der den Parodoxidesschiefern entsprechenden Stufe c_2.

Dem Mittelcambrium gehören bereits die groben, polymikten Conglomerate an, welche der Hauptsache nach aus Trümmern von Kieselschiefer Grauwackensandsein, Quarz und felsitischer Grundmasse bestehen; schon in den liegenden Bänken wechsellagern die Conglomerate mit dunkeln, harten und feinkörnig-plattigen Tonschiefern, welche in den mittleren Teilen der Stufe mächtig anschwellen und die wohlerhaltene, interessante Primordialfauna BARRANDES enthalten, in welcher die Gattung Paradoxides in verschiedenen Typen reichlich vertreten ist. In den höheren Lagen des Cambrium von Tejrzowitz erscheinen neuerdings Zwischenlagen von Sandsteinen und zuletzt wieder dunkle, grobe, polymikte Conglomerate. Sie führen dieselbe Fauna wie die Paradoxidesschiefer und der ganze Komplex muß in stratigraphisch-paläontologischer Hinsicht als Einheit aufgefaßt werden; sie wird von POMPECKJ der mittleren und unteren Paradoxidesstufe von Skandinavien und Großbritannien gleichgestellt. Das obere Cambrium fehlt vollkommen in den Profilen von Tejrzowitz und Skrej.

Zur Vervollständigung des Bildes ist noch zu erwähnen, daß im Cambrium von Tejrzowitz besonders gut aufgeschlossen an der Mündung des Karaseker Baches den Paradoxidesschiefern ein 30—40 *m* mächtiges Lager von dichtem Felsitporphyrit (Felsitfels von ROSIWAL) eingeschaltet ist. Die plattige Absonderung des hellfarbigen Gesteines fällt konkordant mit den Schichten der Schiefer südöstlich ein. Andere Lagergänge und Apophysen verschiedener Eruptivgesteine sind von geringerer Bedeutung.

Die Südost fallende Schichtserie wird im Berauntale plötzlich abgeschnitten von dem Porphyr des Pürglitzer Zuges. Dem Rande des Porphyrstockes entlang lassen sich die Paradoxidesschiefer gegen Nordwest bei Branov und gegen Südwest über Mljetschitz bis Lohovitz verfolgen. Hier, am Südwestende des Zuges erscheinen nochmals die liegenden Conglomerate, welche KUŠTA 1887 durch reichliche Orthisfunde mit denen von Tejrzowitz identifizieren konnte.[2])

Der lange und schmale Streifen von cambrischen Sedimenten ist an einer Bruchlinie entlang der Nordwestgrenze des Pürglitzer Porphyrstockes, an der Bruchlinie von Skrej, abgesunken[3]) und so inmitten des Gebietes azoischer Schiefer losgelöst von den jüngeren Sedimenten der inneren Gebiete.

[1]) J. F. POMPECKJ. Die Fauna des Cambrium von Tejrzowitz und Skrej in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 496.

[2]) J. KUŠTA. Nová geolog. pozorování v Radnickém okolí. Sitzungsber. d. kön. böhm. Ges. d. Wissensch. 1887, S. 688.

[3]) Ein nördlicher Querbruch durch das Zbirover Tal, welchen KREJČI angibt, ist nach JAHN (l. c. S. 755) nicht vorhanden.

Przibram.

Den südlichen Flügel des Urschiefergebirges durchquert, nebst der Moldau, als geologisch interressante Furche das Tal der Littawa. Sie empfängt ihre ersten Quellwässer hauptsächlich aus den großen, zu montanistischen Zwecken angelegten Teichen bei Laas südwestlich oberhalb Przibram und Birkenberg; ein kleinerer Seitenbach setzt aber die Richtung der Talfurche südwärts von Przibram fort bis oberhalb Brod; dieses Bächlein entspringt im Granit. Die Littawa durchquert die alten Schiefer und Grauwacken unterhalb Przibram und durchfurcht in einem Engtale die hohen Conglomeratkämme des Brda-Trzemoschnagebirges; bei den Dörfern Jinetz und Czenkau lehnt sie sich rechtsseitig an die steilen Felswände der Paradoxidesschiefer und tritt weiter abwärts bei Lochowitz in die Sandstein- und Schiefergebiete des Untersilur. Von Libomisl bis Zditz bespült sie den Sockel des Kalkplateaus, wendet sich dann gegen Nordost und fließt in einem wahren Längstale, welches das Kalkplateau vom Sandsteingebirge trennt, der Beraun zu. So wird von Brod oberhalb Przibram bis Zditz bei Beraun eine fast geradlinige Furche geschaffen, welche vom Granitgebiete ausgehend alle tieferen Horizonte des mittelböhmischen Paläozoicums durchquert. In der beckenartigen Ausweitung der Umgebung von Przibram verhüllt der weitverbreitete Verwitterungslehm die anstehenden Gesteine und Tagaufschlüsse sind recht spärlich; dafür hat der weltbekannte Bergbau die Lagerungsverhältnisse auf mehr als einen Kilometer Tiefe erschlossen.

Abgesehen von kleineren Partien von kristallinischen Gesteinen, Gneisen, Kalken und Amphiboliten, lehnen sich bei Rosmital in der Gegend südlich von Przibram dunkle, azoische Schiefer unmittelbar an den Granit. Das herrschende Streichen ist neben manchen östlichen Abweichungen nordöstlich. An einen schmalen Schieferstreifen schließt ein etwas breiteres Band von Sandsteinen, Grauwacken und conglomeratartigen Bildungen, welches der allgemeinen Streichungsrichtung folgend von Wranowitz, Nordost von Rosmital über Przibram hinaus zieht und in der Gegend von Dobrzisch auskeilt. Ein zweites schmales Band von Schiefern erstreckt sich aus der Gegend von Rosmital über Laas und Pitschin und vereinigt sich jenseits von Dobrzisch mit dem ersten Schiefer. Im Nordwesten wird dann wieder an die Schiefer anschließend Sandstein und Grauwacke weithin herrschend über die Ketten des Brdagebirges und nordostwärts bis über Mnischek.

Im Osten von Przibram zwischen Haje, Dubenetz und Druhlitz ist noch vor dem ersten Schieferstreifen ein Band von Sandstein unmittelbar an den Granit angeschlossen. Von Barrande wurden diese Gesteine, die später von Lipold den Namen der Przibramer Schiefer und der Przibramer Grauwacken und letztere von Krejči den Namen Trzemoschna-Conglomerate erhielten, als fossilleer der Etage B zugerechnet. Lipolds Untersuchungen erwiesen jedoch einen innigen Zusammenhang der Grauwacken mit den Schiefern von Jinetz;[1]) oberhalb dieses Ortes bespült die Littawa

[1]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1860, S. 88.

zu ihrer Rechten die steilen Felsen 20—30° nordwestfallenden dunkeln und von senkrechten Cleavageklüften durchsetzten Paradoxidesschiefer. Man braucht nicht weit stromaufwärts zu wandern, um von den ersten Häusern von Czenkau auf vollkommen gleichsinnig unter die Schiefer einfallende Grauwacken zu treffen. Die letzteren sind dagegen den Przibramer Schiefern diskordant aufgelagert, wie bereits an mehreren Orten erwiesen wurde. Die von Lipold als Beweis angeführte Inkonformität bei Walcha-Mühle im Littawatale bei Hlubosch, wo auf die flach nordwestlich fallenden Jinetzer Schiefer steil südöstlich gerichtete Sandsteine und Conglomerate folgen, hält zwar Pošepny mit Wahrscheinlichkeit für eine Dislokation,[1]) führt jedoch andere seiner Meinung nach für diese Auffassung maßgebende Punkte an (Žitetzer



Fig. 19. Paradoxidesschiefer mit senkrechter Klüftung an der Littawa bei Jinetz.

Berg) und vor allem ist die Diskordanz aus den Verhältnissen im großen und aus den Beobachtungen in den Gruben ersichtlich geworden.

Die Lagerungsverhältnisse lassen sich demnach recht gut vergleichen mit denen von Skrej und Tejrzowitz; die Przibramer Grauwacke oder die Trzemoschna-Conglomerate entsprechen den freilich viel weniger mächtigen untercambrischen Conglomeraten mit Orthis Kuthani, welche so wie jene den azoischen Schiefern diskordant auflagern; hier wie dort folgen als nächst höhere Stufe die Paradoxidesschiefer.

Der Hauptanteil des alten und berühmten Silberbergbaues von Przibram fällt in die etwa 30 *km* lange und 3 *km* breite Zone von untercambrischen

[1]) F. Pošepny. Beitrag zur Kenntnis der montangeologischen Verhältnisse von Przibram. Archiv f. prakt. Geologie. Bd. II, Freiberg i. S. 1895.

Sandsteinen und Grauwacken, welche von Wranowitz sich bis Dobrzisch erstreckt und einen durch seine Umrisse von den umgebenden Schiefern wohl unterschiedenen Bergzug bildet. Pošepny bezeichnet die Lagerung als eine unsymmetrische Mulde; von Südosten her fallen die Schichten durchschnittlich 50° nordwestlich und erheben sich steil bis 80°, ja stellenweise bis zur Überstürzung nach der andern Seite; infolgedessen ist das Muldentiefste sehr nahe an den Nordwestrand gerückt. Im steil aufgebogenen Flügel sind die Gesteine in geringem Grade metamorphosiert und mehr grauwackenartig geworden. Zahlreiche Grünsteingänge, zumeist Diabase, seltener Diorite,[1]) durchsetzen mit nordsüdlichem Streichen in schwankender Mächtigkeit, bis zu 30 *m*, oft stockartig anschwellend den erzreichen steil geschleppten Muldenflügel. In den reichsten und am meisten aufgeschlossenen Grubengegenden bei Birkenberg und Bohutin bilden sie nach Schmidt[2]) ein Sechstel bis ein Fünftel der Gesteinsmasse.

Allgemein anerkannt ist der innige Zusammenhang der Erzgänge mit diesen Grünsteingängen; nicht nur sind die Grünsteinreichen Gebiete zugleich die edelsten, sondern die Erzgänge folgen oft auf längere Strecken dem Salbande eines Eruptivganges oder befinden sich mitten im Grünstein, weichen aber auch häufig von der Mitte gegen den Rand aus oder springen völlig vom Gange ab in das umgebende Nebengestein.[3])

Es sind typische Gänge der carbonspätigen Bleiformation; das Haupterz ist der Bleiglanz, an den auch in erster Linie der Silbergehalt gebunden ist. Dazu treten als Gangausfüllung noch Zinkblende, Siderit, Quarz und Calcit. Eine besondere Bildung sind die sogenannten „Dürrerze" des Annagrubenfeldes, wo neben Bleiglanz und zahlreichen Mineralien teils sekundären Ursprunges noch Rotgiltigerz, gediegen Silber, Stefanit, Fahlerz und Antimonerze auftreten. Die früheren Gruben auf Eisenstein, welche vorwaltend am südöstlichen Rande der Przibramer Grauwackenzone betrieben wurden, haben wahrscheinlich nur den eisernen Hut von Bleierzgängen abgebaut. Im allgemeinen ist es die Regel, daß die mineralogische Zusammensetzung der Erzgänge in den oberen Regionen mannigfaltiger, in den Tiefen einförmiger ist und dann auf weite Strecken mit gleichbleibendem Charakter anhält. Der Einfluß des eisernen Hutes macht sich am Segen-Gottesgang sogar bis auf 270 *m* Tiefe geltend. Ein treffliches Beispiel für das gleichförmige Anhalten eines Erzganges in großer Tiefe sind die wichtigsten der Przibramer Gänge, der Adalberthauptgang und der Adalbertliegendgang, von denen letzterer nahe an 1200 *m* Teufe (650 *m* unter dem Meeresspiegel) aufgeschlossen ist.

[1]) C. Vrba. Die Grünsteine des Przibramer Erzrevieres. Tschermaks Min. Mitt. Wien 1877, Heft 3. — Derselbe. Die Grünsteine aus der 1000 *m* Teufe des Adalbertschachtes in Przibram. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1876.

[2]) J. Schmidt. Montan-geologische Beschreibung des Przibramer Bergbauterrains. Herausgegeben im Auftrage des k. k. Ackerbauministeriums Wien, 1892.

[3]) F. M. v. Friese. Bilder von den Lagerstätten des Silber- und Bleibergbaues zu Przibram. Herausgegeben auf Befehl des Ackerbauministeriums Wien, 1887.

Durch Studien an den Przibramer Erzgängen wurde zum Teile auch der Kampf über die allgemeine Gültigkeit der Lateralsekretionstheorie, welche die Erzgänge durch Auslaugung aus den Nebengesteinen entstehen läßt, und der Termaltheorie, nach welcher die Erze aus aufsteigenden Lösungen gefällt werden, zu Gunsten der letzteren entschieden.[1]) Das Empordringen der Eruptivmassen und die Erzfüllung sind nacheinander auf derselben Zone stärkerer Gesteinszerklüftung erfolgt, daher haben die sulfidischen Termalwässer häufig ihren Weg durch die Schwundklüfte oder neu aufgerissenen Spalten an den Rändern oder im Innern der Grünsteingänge gefunden.

Weitaus die meisten Baue und die edelsten Gänge des Przibramer Revieres befinden sich in einer schmalen Zone knapp an der nordwestlichen Grenze des Grauwackengebietes gegen die azoischen Schiefer. Die Grenze wird von einer gewaltigen Dislokation, der sogenannten „Lettenkluft“ gebildet; durch den Bergbau ist die Verschiebungsfläche auf 7 *km* Länge und bei Birkenberg auf mehr als 1000 *m* Tiefe bekannt geworden und steht dadurch einzig da in ihrer Art als lehrreiches Objekt der geologischen Forschung. Die Fläche fällt mit 70°, in der Tiefe um ein weniges sanfter mit 65° gegen Nordwest, so daß die azoischen Schiefer auf die cambrischen Grauwacken hinaufgeschoben scheinen; sie ist keineswegs eine vollkommene Ebene, sondern flachwellig gebogen, und projiziert sich auch auf der Oberfläche als eine in sanften Biegungen verlaufende Linie.[2]) In den Gruben erscheint die Störung als eine mit lettigem Material und Trümmern der benachbarten Gesteine erfüllte Spalte, etwa 3 *m* breit, jedoch auch stellenweise vollkommen verdrückt oder bis zu 6 *m* Breite anschwellend.

Im Hangendflügel der Lettenkluft wurde in der Tiefe bei Bohutin ein granitisches Gestein aufgeschlossen, welches auf Grund der mikroskopischen Analyse von Foullon als Quarzdiorit bezeichnet wurde. Nach Sandberger befindet sich Kontakthornfels an der Grenze zwischen diesem „Granit“ und den schwarzen Przibramer Schiefern. Pošepny bemerkt mit Recht, daß ähnliche Gesteinsvarietäten auch innerhalb des mittelböhmischen Granitstockes nicht selten sind und findet die bereits früher geäußerte Anschauung gerechtfertigt, daß die Verwerfung der Lettenkluft in der Tiefe des Bohutiner Grubenbaues den Grauwackensandstein unmittelbar an den Granit heranbringt. Überdies wurde noch im Bohutiner Tiefbau eine ganz im Granit

[1]) Aus der großen Zahl von Schriften über diesen Gegenstand seien nur die folgenden erwähnt: F. v. Sandberger. Untersuchungen von Nebengesteinen der Przibramer Gänge mit Rücksicht auf die Lateralsekretionstheorie. Jahrb. d. k. k. Bergakademien zu Leoben und Przibram, XXXV, 1887. — Derselbe. Bemerkungen über die Resultate der Untersuchungen von Nebengesteinen der Przibramer Erzgänge. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 88. — Patera. Zu den Bemerkungen des Herrn Prof. F. v. Sandberger über die Resultate der Untersuchungen von Nebengesteinen der Przibramer Erzgänge. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 223. — A. W. Stelzner. Die Lateralsekretionstheorie und ihre Bedeutung für das Przibramer Ganggebiet. Berg- und hüttenmännisches Jahrb. der Bergakademien etc. 1889, XXXVII.

[2]) S. Schmidt. l. c. Fig. 2 und 4.

gelegene Lettenkluft angefahren, welche im Streichen die Fortsetzung der Verwerfung zu bilden scheint.

Die Lettenkluft ist nicht nur von theoretischem, sondern auch von eminent praktischem Interesse. Die Erzgänge hören zwar an der Kluft nicht völlig auf, wie man in früherer Zeit vermutete, aber sie verdrücken sich stark in der Annäherung an die Kluft, verlieren bedeutend an Adel oder zerspalten sich in unbedeutende Trümmer. Einzelne Gänge werden an der Kluft vollkommen abgeschnitten, die Mehrzahl läßt sich aber bedeutend verarmt noch im Schiefer verfolgen. Sie sind in der Regel bereits in ihrer Annäherung gegen die Gesteinsscheide gegen Ost geschleppt und im Schiefer um ein beträchtliches Stück ostwärts verrückt. Die Klüfte und zum Teil auch die Gangausfüllungen haben offenbar bereits vor der Lettenkluft bestanden, so daß sie durch die Dislokation eine Schleppung erfahren konnten. Die Ausfüllung hat aber auch noch später angedauert, denn an vielen Punkten ist Gangmaterial in die Lettenmasse der Kluft selbst eingedrungen.

Przibram hat im Gegensatz zu den im Urgebirge gelegenen Silberbergwerken von Kuttenberg, Iglau und zu Joachimsthal im Erzgebirge erst in später Zeit den Höhepunkt seiner Produktion und seine volle Berühmtheit erlangt.[1]) Wenn man dem Chronisten Hajek von Liboczan Glauben schenken wollte, wäre die Entstehung des Przibramer Bergbaues schon in das VIII. Jahrhundert zu verlegen; die ältesten Urkunden, welche von dem Przibramer Silberbergbaue sichere Nachricht geben, stammen aus der Zeit König Johanns von Luxemburg, etwa aus dem Jahre 1343 oder kurz vorher.[2]) Unter Ferdinand I., der sich überhaupt sehr des böhmischen Bergbaues annahm und der Przibramer Knappschaft ein silbernes Siegel verliehen hatte, befanden sich daselbst bereits 33 Grubenbaue auf Silber und auch auf Eisenerze. Sehr wechselvoll war das Schicksal des Bergbaues in den folgenden Zeiten; gegen Ende des XVI. und zu Anfang des XVII. Jahrhunderts lag er fast vollkommen darnieder. Erst im XVIII. Jahrhundert gelang es, ihn wieder etwas mehr emporzubringen und eine neue Epoche planmäßigen und systematischen Abbaues begann für den Przibramer Bergbau mit dem Jahre 1779, als der Adalbertschacht in Angriff genommen wurde, nachdem man zur Überzeugung gelangt war, daß im Birkenberger Gebiete der wahre Adel erst in größerer Tiefe beginne. Mit der Zeit hatte der Staat weitaus den größten Teil der Kuxe erworben und bereits in den Sechzigerjahren des XIX. Jahrhundert war der jährliche Reinertrag auf 200.000 bis 300.000 Gulden gestiegen. Ein wesentlicher Umstand zu Gunsten des stets und rasch zunehmenden Reingewinnes war die Einführung der Dampfmaschinen zur Wasserförderung auf allen Anlagen. Im Jahre 1875 war die

[1]) Geschichtliches: Der Silber- und Bleibergbau zu Przibram. Zur Feier der im Adalbertschacht erreichten Saigerteufe von 1000 *m*. Herausgegeben von der k. k. Bergdirektion Wien, 1875.

[2]) Graf Kaspar v. Sternberg. Umrisse einer Geschichte des Bergbaues und der Berggesetzgebung des Königreichs Böhmen, 1838, Bd. II., S. 348, Nachschrift.

Tiefe von 1000 *m* im Adalbertschachte erreicht und in den folgenden Jahren stieg der jährliche Reinertrag der Gruben auf den Betrag von mehr als einer Million Gulden. Im Jahre 1890 hatte der Gewinn seinen Höhepunkt erreicht und von da an ging es leider ziemlich rasch abwärts; die Ursache davon war jedoch nicht etwa eine Vertaubung der Gänge, sondern allein die große Entwertung des Silbers, die zeitweise sogar für den Bestand des Przibramer Silberbergbaues zur ernstlichen Gefahr geworden ist.[1])

Die Fortsetzung der Lettenkluft fällt bei Mnischek abermals mit der Grenze zwischen Untercambrium und azoischen Schiefern zusammen, nur liegen hier Conglomerate und Grauwacken als die Ausläufer des Trzemoschnazuges im Norden der Dislokation.

Nicht völlig unzweifelhaft ist die Eintragung der nordöstlichen Bruchlinien, durch welche Krejči und Feistmantel die Przibramer Grauwacken des Trzemoschnagebirges, der Höhenzüge des Brda und des Beranberges bis zum Zdjarberge und zum Trhon bei Rokytzan und Mauth in mehrere parallele Streifen zerlegen. Freilich ist bei der außerordentlichen Breite des Grauwackengebietes vom Trzemoschnaberge bis zum Trhon und bei ihrem fast stets gleichbleibenden Nordwestfallen eine Zertrümmerung derselben an nordöstlichen Brüchen mit größter Wahrscheinlichkeit anzunehmen, wenn auch die Lage der einzelnen Dislokationen nur vermutet werden kann. Bei Drahlin und Dominikal-Pasek an der Littawa wurde in früherer Zeit ein weißer Lehm zur Fabrikation feuerfester Ziegel gewonnen. Babánek hielt das Vorkommen für eine Diluvialablagerung, Grimm für das Zersetzungsprodukt eines Eruptivganges; nach Pošepny[2]) ist es als eine Kluftausfüllung ähnlich der Lettenkluft zu deuten und kann am Fuße des Brdarückens auf mehrere hundert Meter im Streichen verfolgt werden. Bei Orlov am Fuße des Trzemoschnaberges unweit Birkenberg wird ein gleicher weißer Lehm gefunden und Pošepny vermutet daselbst eine ähnliche Verwerfung, welche die Grenze zwischen Schiefern des Las—Pitschinerzuges und den Grauwacken des Trzemoschnaberges bildet.

Die Grauwacken des Trzemoschna Gebirges sind an einer unregelmäßigen, aber im ganzen nordwestlich verlaufenden Linie ihrer ganzen Breite nach abgeschnitten. Krejči und Feistmantel verzeichnen nach den nordwestlichen Flußläufen Störungslinien, deren Vorhandensein aber vorläufig noch als sehr fraglich gelten muß. Unweit des großen Teiches von Padert, bereits im Gebiete der azoischen Schiefer, hat Pošepny ein Granitvorkommen entdeckt als den äußersten nordwestlichsten Ausläufer des Granitvorsprunges, welcher im Tale von Rosmital aufgeschlossen ist. Hier kommen gegen Nord-

[1]) Im Jahre 1900 waren am Silber- und Bleihauptwerk in Przibram noch 3868 Arbeiter beschäftigt. Auf dem Schmelzwerk wurden erzeugt 38.943 *kg* Silber und 49.018 Meterzentner Blei. Der gesamte Wert der Erze wird beziffert mit 3,796.493 *K*, wobei der Durchschnittspreis des Silbers mit 98 *K* 32 *h* pro *kg* zu Grunde gelegt ist. Es ist jedoch zu bemerken, daß in obigen Betrag noch eine geringe Menge von tirolischen Erzen eingerechnet ist, welche mit verhüttet wurde.

[2]) l. c. S. 651.

west gerichtete tektonische Linien bereits deutlich zum Vorschein und bereits am südwestlichen Ende der Przibramer Mulde, welche sich bei Wranowitz und Hodomischl flach über die azoischen Schiefer heraushebt, wird stellenweise nordwestliches Streichen beobachtet. Die Senkrechte zur tektonischen Hauptrichtung des mittelböhmischen Palaeozoicums gelangt vollends zur Herrschaft jenseits des Granitstreifens, in den die Gegend von Rosmital überragenden Höhen des Strzerbina- und des Trzemschingebirges. Beide bestehen aus isolierten Partien von Przibramer Grauwacke und sind durch einen zweiten Granitstreifen voneinander getrennt. Wo die dickbankige Schichtung in den Waldrevieren aufgeschlossen ist, zeigt sie nordwestliches Streichen, entsprechend dem Verlaufe der beiden hochaufragenden und weit ausblickenden Rücken, und ist örtlich hervorgerufen durch die Granitnähe, wie wir das an vielen anderen Orten in ähnlicher Weise beobachten können.

Jinetz.

Wie bereits erwähnt wurde, kann im Littawatale bei Czenkau die konkordante Auflagerung der Paradoxidesschiefer auf den Przibramer Grauwacken beobachtet werden. Flußabwärts wandernd, trifft man am rechten Ufer schon vor dem Dorfe einige fossilführende Schieferlagen innerhalb der Conglomerate, aber erst bei den letzten Häusern beginnt die zusammenhängende Schiefermasse, welche flach nordwestfallend in steilen, senkrecht durchklüfteten Felsen, das rechte Flußufer bildet. Unterhalb des Jinetzer Bahnhofes nächst der Brücke, welche die Bahnstrecke auf das rechte Ufer bringt, trifft man auf das Hangende der Paradoxidesschiefer; die wenig mächtigen rötlichen oder grünlichen, glaukonitischen, grauwackenartigen Sandsteine mit Conglomeratbänken und Hornsteinknollen der Unterabteilung $d_1\alpha$ der Zone d_1 welche Krejči mit dem Namen der Krusnahoraschichten belegt hat. Obwohl das Einfallen der Schichten ganz gleichsinnig ist mit dem der liegenden Schiefer, scheint die Konkordanz nicht so völlig klar und unzweifelhaft, wie das von dieser Stelle in der Regel angegeben wird, denn genau an der Kontaktstelle beider Gesteine sind die Sandsteinbänke zu einem kleinen Sattel aufgebogen und dann gegen die Gesteinsgrenze wieder nordwestfallend steil emporgeschleppt, so daß es wohl möglich wäre, daß eine kleine Kluft im Streichen an dieser Stelle die Gesteine scheidet. An dem Gehänge aufwärts gelangt man bald in einen alten Grubenbau, der die Roteisensteinstufe ($d_1\beta$) Krejčis Komorauer Schichten anzeigt. Darüber folgen die Schiefer der Stufe $d_1\gamma$ (Rokytzaner Schichten) und im Osten in steileren Bergformen überragen die Quarzite der Stufe d_2 (Brdaschichten) beiderseits die cambrische Niederung von Jinetz, Rejkowitz und Felbabka. Von Osten her blickt als ansehnlicher Ausläufer des Brdazuges der Pleschiwetz (636 m) über das Tal, ihm gegenüber liegt der niedrigere Wostryberg bei Felbabka. Die Quarzitstufe ist gekennzeichnet durch die weithin sichtbaren weißen Flecken, den Steinbrüchen, welche aus dem dunkeln Waldgehänge hervorblicken.

Unterhalb der Eisenbahnbrücke von Jinetz verschwinden die Paradoxidesschiefer noch nicht endgültig, sondern sie tauchen im Norden noch einmal auf in einer flachen Aufwölbung, bis sie am Fuße des Wostryberges steil unter die mehrfach gebogenen und zerstückelten Zonen der Stufe d_1 mit ihren Diabaslagen und Roteisensteinen hinabtauchen. Die flache Antiklinale ist durch mehrere kleinere Längsbrüche abgestuft. Isolierte Partien der Grauwacken- und Roteisensteinstufe ($d_1\alpha$—$d_1\beta$) erscheinen auf den westlichen Höhen zwischen den Dörfern Krzesin und Welkau.

Im Westen grenzen diese beiden obercambrischen oder vielleicht auch untersilurischen Schollen an die Przibramer Grauwacken und Paradoxidesschiefer, welche das Waldgebiet des Koniczekberges (666 *m*) und des Beranekberges zusammensetzen. Das Durchstreichen eines nordsüdlichen Querbruches von Krzesin gegen Welkau, durch den beide Gesteine getrennt werden, ist unverkennbar. Das westliche Grauwackengebiet zwischen den Bergen Kloutzek, Koniczek und Vrchy wird in den Talfurchen durch mehrere nordwestliche Streifen von Paradoxidesschiefern unterbrochen. An einzelnen Stellen, wo überhaupt die Schichtstellung beobachtet werden kann, scheinen die Paradoxidesschiefer unter die Grauwacken einzufallen, hier gelangen also wieder nach Pošepnys Darstellung die nordwestlichen Brüche, parallel der Lettenkluft, zu vorwiegender Geltung.

Der scharfe einspringende Winkel, welcher so im Littawatale den geradlinigen Saum des Silurgebietes unterbricht und in dem sich die Paradoxidesschiefer ausbreiten, wird hervorgerufen durch eine breite und flache Aufwölbung dieser Schiefer innerhalb einer Gruppe sich fast im rechten Winkel durchkreuzender Störungen. Die äußerst unregelmäßige und buchtenreiche Umgrenzung der Paradoxidesschiefer wird teils durch die Auflagerung der Krusnahoraschichten ($d_1\alpha$) und teils durch Störungslinien gebildet. Eine erschöpfende Ausdeutung der verworrenen Begrenzungslinien, wie sie die Projektion auf der Karte zeigt, ist ohne Detaildarstellung nicht durchführbar. Die Profile nach Krejči und Feistmantel mögen einen Begriff geben von den Unregelmäßigkeiten, durch welche das allgemeine Schema der konzentrischen Senkung des mittelböhmischen Paläozoicums gestört wird (Fig. 24, S. 129).

Die obere Grenze des Cambriums in Böhmen ist noch nicht mit voller Sicherheit festgestellt. Katzer zog ursprünglich die beiden Stufen $d_1\alpha$ und $d_1\beta$ noch gänzlich zum Cambrium,[1]) ist jedoch auf Grund neuerer Forschungen[2]) an seiner ersten Auffassung schwankend geworden. Der innige Verband der Roteisensteinlager von $d_1\beta$ in der Umgebung von Klabava und Mauth mit den hangenden silurischen Schiefern $d_1\gamma$ sowie eine anscheinende Diskordanz gegen die liegenden Grauwacken $d_1\alpha$ haben ergeben, daß mindestens ein Teil seiner Roteisensteinstufe ($d_1\beta$) bereits dem Untersilur angehört

[1]) Das ältere Paläozoicum in Mittelböhmen. Prag 1888. Geologie von Böhmen. S. 820.
[2]) Über die Grenze zwischen Cambrium und Silur in Mittelböhmen. Sitzungsber. d. kön. böhm. Ges. d. Wissensch. 1900.

und vom Cambrium abgetrennt werden muß. Abgesehen von dieser stratigraphischen Frage, schließen sich auch die untersten Teile der Etage *D* hinsichtlich ihrer Verbreitung und ihrer Lagerungsverhältnisse enge an die höheren Stufen des Untersilur.

Quarzite und Schiefer des Untersilur.

Während die cambrischen Ablagerungen im Norden und im Süden die äußersten Ränder ältester Ablagerungen in Form beschränkter, durch örtliche Bruchlinien bedingter Reste gleichsam nur andeuten, umschließt das Untersilur, welches im ganzen der Etage *D* oder Barrandes zweiter Silurfauna entspricht, in Form einer fast rings geschlossenen Zone das langgezogene Ellipsoid des altpaläozoischen Senkungsgebietes.

Die Schiefer und Grauwacken der Stufe d_1 sind am ausgedehntesten entwickelt im Hügellande bei Rokytzan, Mauth und Czerkowitz, sonst bilden sie meist nur einen schmalen Saum von äußeren, sanften Gehängen, über denen sich die steileren Berge der Quarzitstufe d_2 aufbauen; diese bilden die wichtigsten Erhebungen: den Brdawald vom Pleschiwetzberge bei Felbabka bis in die Gegend von Königsaal und das Brdatkagebirge oder den kleinen Brdawald nördlich von Beraun. Der sanftere Abfall dieser Höhen gegen die Mitte des Senkungsgebietes besteht aus den dünnblätterigen Tonschiefern und Grauwackenschiefern der Stufen d_3 und d_4. Die weichen Tonschiefer, Grauwacken und Sandsteine der Stufe d_5 endlich bilden in engem Anschlusse an die liegenden Schiefer des Obersilur (e_1) den neuerdings ansteigenden Sockel, über dem sich das zentrale Kalksteinplateau aufbaut.

Über den Komorauer Schichten ($d_1\beta$) folgen die unzweifelhaft untersilurischen, dunkeln und glimmerigen Schiefer $d_1\gamma$, auch noch stellenweise Diabas- und Erzlager enthaltend. Zur Verfolgung dieser Schichte im bedeckten Ackerlande sind zonenweise auftretende sehr harte, quarzige und eisenschüssige, kugelige Concretionen sehr dienlich; in der Regel umschließt jede einzelne Kugel einen Fossilrest, sei es ein Illaenus Katzeri, ein Dalmanites oder ein anderer Trilobit, ein interessanter Cystideenrest oder eine Anhäufung von Graptolithen (Wosecker Schichten).

Die durchschnittlich 200 *m* mächtige, im Osten aber schwächere Stufe d_2 wird nach dem schroff aufragenden Brdakamme als Brdaschichte bezeichnet. Katzers Quarzitstufe, besteht aus hellfärbigen, feinkörnigen Sandsteinen mit reichlichem quarzigen Bindemittel. Sie finden oft als Bausteine Verwertung und liefern einen großen Teil des Prager Pflasters. Durch schiefrige Lager in den unteren und in den oberen Abteilungen entstehen Übergänge in die liegenden und in die hangenden Schiefer. Im allgemeinen ärmer an Versteinerungen als die Nachbarstufen enthält sie immer noch eine ziemliche Zahl von Trilobitenarten, so gelangen namentlich die rötlichgelb vom weißen Sandstein sich abhebenden Reste von Dalmanites socialis vergesellschaftet

mit Trinucleus Goldfussi, Calymene pulchra u. a. stellenweise zu massenhafter Anhäufung.

Innig miteinander verbunden und in paläontologischer Hinsicht kaum trennbar sind die dunkeln, teils dünnblätterigen, teils massigeren quarzitischen und grauwackenartigen Schiefer der Barrandeschen Stufen d_3 und d_4 (Trubiner und Zahorzaner Schiefer), so daß Katzer sich veranlaßt sah, sie zu einer Stufe zusammenzuziehen.[1] Die liegende Abteilung (d_3) von dunkeln Schiefern ist wenig mächtig und, wie es scheint, nur örtlich entwickelt, dagegen schwellen die höheren Teile die Stufe zu einer scheinbaren Mächtigkeit von $1\frac{1}{2}$ bis 2 *km* an; örtliche Störungen und stellenweise hochgradige Faltung gestatten keine genaue Schätzung. Bemerkenswert ist das stellenweise Auftreten kalkiger Lagen und linsenförmiger Concretionen, vor allem aber von mächtigen Eisenerzlagern bei Nuczitz westlich von Prag und bei Vraž unweit Beraun.

Die Stufe d_5 (Königshofer Schichten), welche als ein 1—2 *km* breiter Saum das zentrale Plateau rings umgibt, besteht in den tieferen Teilen wieder aus dunkeln blättrigen Schiefern, in deren hangende Teile abermals Sandsteine und grauwackenartige Schiefer eingelagert sind. Ein großer Teil der Trilobitenarten der Stufe d_4 hält hier noch an, aber eine ziemliche Zahl von Arten und Gattungen tritt neu hinzu (Ampyx, Cyphaspis, Sphaerexochus, Remopleurides); besonders häufig sind Trinucleus Bucklandi, Calymene incerta, Calymene declinata u. a.

Wie der Zipfel eines Tuches unter auflagernden Decken sind die Gesteine der Stufe d_1 unter den jüngeren hervorgezogen und umfassen ein langgestrecktes Gebiet von Czerhowitz, über Mauth und Rokytzan bis in die Gegend von Pilsenetz. Die flachwellige, zur Anlage großer Teiche günstige Beschaffenheit verdankt die Landschaft den Schiefern der Stufe $d_1\,\gamma$; die tieferen Stufen $d_1\,\alpha$ und $d_1\,\beta$ bilden nur einen schmalen Saum um den Rand des Gebietes, der äußerlich gekennzeichnet ist durch die älteren und neueren Eisensteingruben, von denen jedoch nur mehr die bei Eipowitz und Klabava westlich von Rokytzan gegenwärtig im Betrieb stehen. In einzelnen synklinalen Mulden oder an wiederholten Parallelbrüchen eingesenkt, erscheinen aber schon hier die Quarzite der nächsthöheren Stufe d_2 als isolierte Inseln und auffallend hervorragende Klippen. Am äußersten Südwestrand des Schiefergebietes liegt noch die Quarzitkuppe des Hurkaberges bei Pilsenetz. Die ausgedehnteste blockreiche Quarzitinsel ist der Höhenzug des Ratschberges, welcher sich an die Mulde von Mauth und Rokitzan nördlich angliedert, zum Teil die Schiefer der Stufe d_1 bedeckend, zum Teil aber unmittelbar auf dem südlichen Ende des Pürglitzer Porphyrzuges lagernd, der noch einigemale weiter südlich aus den Schiefern $d_1\,\gamma$ hervortaucht und seine Ausläufer bis in das Gebiet der Przibramer Grauwacken am Berge Ždar entsendet.

[1]) Geologie von Böhmen S. 884.

Gegen Nordwesten verwachsen die Quarzitauflagerungen mit dem zusammenhängenden Quarzitgürtel, das Hauptgebiet der Schiefer $d_1 \gamma$ endigt an einer tief ausgebuchteten Linie, indem die Antiklinalen weit ausgreifende Zungen, die Synklinalen oder Senkungen aber tiefe einschneidende Buchten bilden. Beim Vergleiche der Profile Fig. 20—24, welche von Südwest

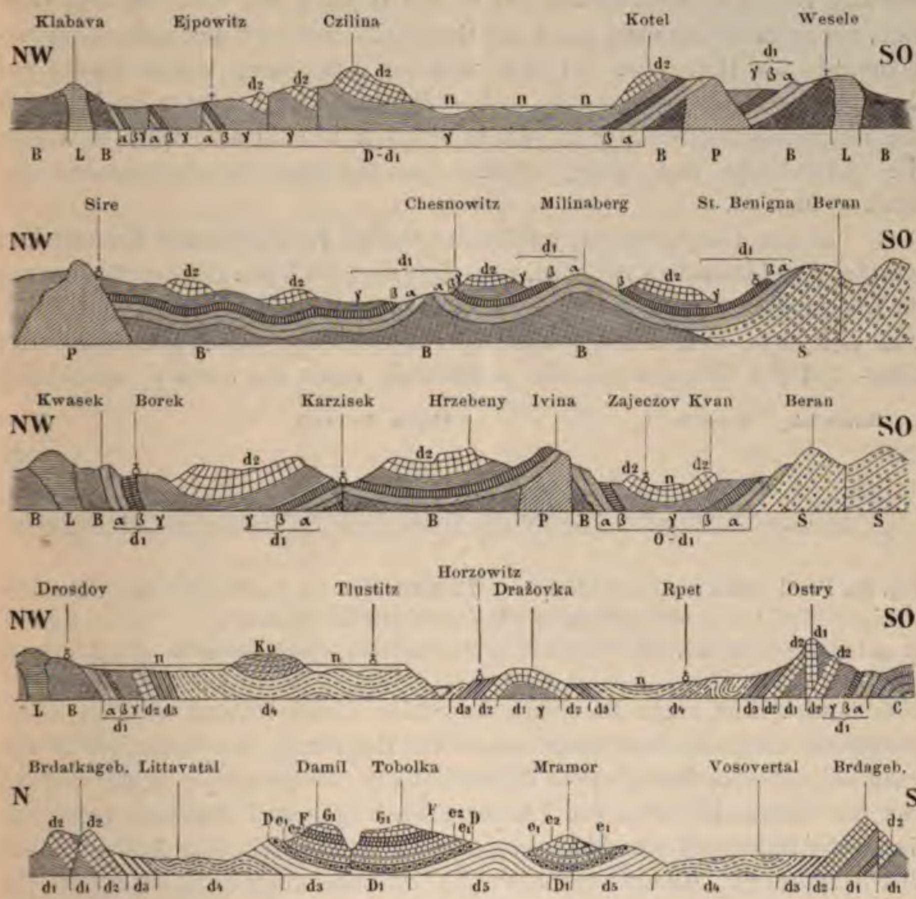


Fig. 20—24. Profile durch den südwestlichen Teil der mittelböhmischen Silurmulde nach KREJČI und K. FEISTMANTEL, von Südwest gegen Nordost aneinander gereiht.
B azoische Schiefer, *L* Lydit, *P* Porphyr, *Di* Diabas, *S* cambrische Conglomerate, d_1—d_4, e_1, e_2, *F*, *G* silurische und devonische Schichten, *Ku* Carbonscholle von Stiletz, *n* Alluvium und Eluviallehm.

gegen Nordost aneinander gereiht sind, erkennt man, wie die Quarzite anfangs nur einzelne auflagernde Schollen bilden, sich dann immer mehr zusammenhängend ausbreiten und nur die liegenden Schichten in einzelnen Aufwölbungen hervortreten lassen, bis sie selbst durch die Auflagerung der höheren Stufen in zwei Züge auseinander getrieben werden, die von Norden und Süden her synklinal gegeneinander fallen.

Als ein deutlicher Wall, als Querriegel, der den nördlichen und südlichen Flügel der elliptischen Umsäumung verbindet, schließt der Hrzebeny benannte Kamm zwischen Karej und Aujezd das Schiefergebiet von Mauth gegen Nordwesten ab (Fig. 22). Durch eine Aufwölbung der Schiefer bei Jana wird der Querriegel durch die Schiefer abgeschnitten. Mehrfach zerstückelt weicht er weit zurück bis in die Gegend von Komorau und zieht sich, als schmaler Streifen unter die Grauwackenschiefer der Stufe d_4 hinabtauchend, bis Horzowitz. In der weiteren Umgebung dieser Stadt, auf der Innenseite des Querriegels und südöstlich bis Hostomitz breiten sich die letztgenannten Schiefer zu einem seichten Becken aus, welches wieder die südwestliche und wenig erhöhte Verlängerung der Schieferzone der Stufe d_5 umfaßt.

Von den Längsbrüchen, welche das Gebiet der Przibramer Grauwacken westlich vom Littawatale zerteilen, war schon oben die Rede. Die Zertrümmerung zu Längsschollen greift nördlich bis in das untersilurische Gebiet von Mauth und Rokytzan und erzeugt hier den cambrischen Grauwackenhorst des Ždar- und des Trhonberges, der nordöstlich unter die Stufe d_1 allmählich



Fig. 25. Profil durch die Hauptbrüche am Südrande der muldenförmigen Grabensenkung (Brdagebirge) nach Krejči und Feistmantel.

B azoische Schiefer, *L* Lydit, *S* cambrische Conglomerate, d_1—d_5 untersilurische Schichten.

hinabtaucht. Eine lange Bruchlinie im Süden dieses Horstes wird an ihrem Nordrande begleitet von einer schmalen Einfaltung der Quarzite in die Schiefer und veranlaßt die tiefe Einbuchtung der Schiefer $d_1\,\alpha$ in der Gegend von Straschitz. Begleitet von kleineren Faltungen und mehrfach von querliegenden Störungen durchbrochen, schließt dieser schmale Ausläufer mit dem Giftberge bei Komorau an die zusammenhängende untersilurische Quarzitzone. Der Berg hat seinen Namen von den Zinnobervorkommnissen, welche in früherer Zeit daselbst zugleich mit den Eisenerzen der Stufe $d_1\,\beta$ auf Klüften und Gängen abgebaut worden sind; der Bergbau hat die mannigfache Zerklüftung aufs deutlichste geoffenbart.[1])

Am Pisekberge biegt die Quarzitzone im rechten Winkel zum Hauptrücken des Brdawaldes um und umschließt so die Niederung der Schiefer und Grauwacken d_3 und d_4 von Hostomitz. Die südlichen Gehänge des Kammes begleiten mehrere zum größten Teile bereits aufgelassene Eisengruben, welche die zwischen den Quarziten und den Przibramer Grauwacken eingeschaltete Eisensteinzone d_1 erkennen lassen. An der Straße

[1]) F. Pošepny. l. c. S. 693. — A. Liebus. Der geologische Aufbau der Umgebung von Horzowitz. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 277.

von Mnischek nach Rzevnitz erscheinen nahe der Kammhöhe mitten in den Quarziten nochmals Grünsteine und Tuffe der Zone $d_1 \beta$ und erweisen so das Vorhandensein eines Bruches, welcher den Quarzitstreifen der Länge nach durchschneidet (s. Profil Fig. 25).

Bei Mnischek tritt die Verlängerung der Przibramer Lettenkluft (s. oben S. 124) aus den azoischen Schiefern an den dritten Grauwackenzug und dann bei Jiloviste nächst der Moldau an die untersilurischen Gesteine, die einzelnen Stufen der Reihe nach im spitzen Winkel durchschneidend. In steiler Schichtstellung grenzen die Schiefer von d_1 und die Quarzite d_2 an die azoischen Schiefer. Im Moldautale bei Königsaal sind auch diese beiden Stufen verschwunden und die Grauwackenschiefer der Zone d_4 fallen steil gegen die Bruchlinie. Aber bald, in der kahlen Schlucht von Modrzan, erscheint wieder ein schmaler Saum tuffartiger Schiefer mit Lingula Feistmanteli und ihren kugeligen Konkretionen; dann auch bedeutend verschmälert die Quarzite d_2 und stellenweise wohl gekennzeichnet durch die Eisensteine und Grünsteine von $d_1 \beta$ oder durch die Knollen von $d_1 \gamma$,

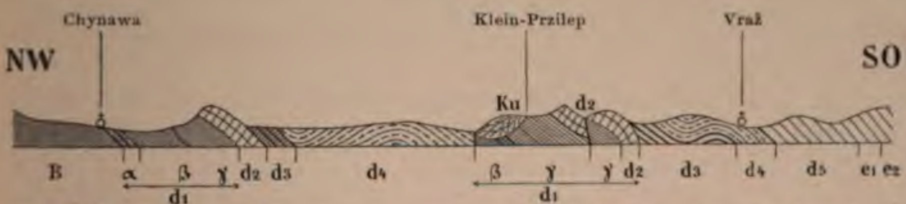


Fig. 26. Profil durch die Verdoppelung der untersilurischen Zonen im Nordflügel des muldenförmigen Grabens nach Krejči und Feistmantel.
B azoische Schiefer, d_1—d_5 Untersilur, e_1, e_2 Obersilur, *Ku* Carbonscholle bei Klein-Przilep.

stellenweise aber auch in dem flachen Ackerlande nur schwer verfolgbar, bilden diese beiden Zonen ein schmales Band zwischen den azoischen Schiefern und den Grauwackenschiefern d_2, in sanfter Biegung verlaufend über Auval bis an die Grenze der transgredierenden Kreide bei Brzezan.

Das Becken der Grauwackenschiefer von Horzowitz umsäumt, im Norden bei Karez an den Querriegel anschließend und zwischen Czerhovitz und Zebrak durch diluvialen Schotter verdeckt, der Quarzitstreifen, auf welchen Krejči den Namen des Brdatka- oder kleinen Brdagebirges angewendet hat, der parallele Gegenflügel zum weit breiteren und höheren Brdagebirge im Süden. Nach Norden folgen in ein nur wenig breiteres Band vereinigt die einzelnen Zonen der Stufe d_1, welche den allmählich ansteigenden azoischen Schiefern mit ihren Kieselschieferklippen unmittelbar angelagert sind. Streckenweise von den transgredierenden Steinkohlenbildungen überlagert, übersetzt der Streifen bei Althütten und Hyskov den Beraunfluß. Von hier an bilden aber nicht mehr die azoischen Schiefer die äußere Grenze, sondern bei Klein-Przilep und Želesny erscheinen neuerdings die Grauwackenschiefer, unter denen nordwärts ganz regelmäßig die älteren

Stufen hervortauchen und erst bei Chynava gelangt man hier an das Präcambrium (Fig. 26 S. 131). Ja bei Nenatzowitz ist noch ein schmaler Streifen der Schiefer d_5 aufgeschlossen, so daß im Kaczitzertale die ganze untersilurische Schichtserie durch eine neuerliche Grabensenkung verdoppelt ist. Der äußere Zug taucht gegen Nordwesten unter die horizontal aufgelagerten Quader- und Plänerbildungen.

Am rechten Beraunufer setzt sich der äußere Zug untersilurischer Gesteine im azoischen Gebiet in Form einiger Quarzitinseln (d_2) fort, an deren Basis ringsum die Zonen d_1 hervortauchen und die Eisenerze dieser Stufe an einigen Punkten wie auf der Krusnahora bei Hudlitz und Neu-Joachimsthal abgebaut werden.[1])

Prag und Umgebung.

Faßt man die Oberfläche des mittelböhmischen Schiefer- und Sandsteingebirges im großen ins Auge, so erscheint sie als ein Anhang an das wellige und hügelige, kristallinische Hochland im Süden. Die Landschaft wird freilich im einzelnen im höchsten Grade durch die Gesteinsbeschaffenheit bestimmt. Die Blockmassen der unmittelbar benachbarten Granitberge sind verschwunden, dafür beleben die hervorragenden Kieselschieferklippen und manche Porphyrkuppe oder auch ein breit ansteigender Sandsteinrücken die sanft geformten Schieferhochflächen. Der Typus eines uralten Abrasionsgebietes, mit lehmbedeckten sanften Plateaus, mit welligem Wald und Ackerland und mit felsigen Tälern, ist auch hier noch im allgemeinen und besonders in den Schiefergebieten südlich von Prag gewahrt geblieben.

So behält auch die Moldau, nachdem sie bei Stjechowitz die dem mittelböhmischen Granite angelagerten Porphyre und kristallinischen Schiefer verlassen hat, ihren felsig schluchtartigen Charakter bei. Vereint mit der Sazawa, durchquert sie in wildromantischem Tale die Schiefer und bespült die hochaufragenden Wände der mächtigen, quer über das Tal setzenden Porphyrstöcke. Nach einer kurzen Strecke im steil aufgerichteten untersilurischen Grauwackenschiefer tritt die Moldau bei Königsaal (Aula regia), dem Lieblingssitze und der Begräbnisstätte König Wenzels II., in die ebene Talweitung von Radotin. Zur linken nimmt sie die Beraun auf, welche schon von Rzewnitz ihren Lauf in einer flachen Niederung zwischen den untersilurischen Schiefern und Grauwacken im Südosten und dem Kalkgebiete im Nordwesten genommen hat. So läßt auch die Moldau von Königsaal abwärts die Grauwacken und Schiefer bei Modrzan und Hotkowitzka zu ihrer Rechten und lehnt sich zur Linken bei Groß-Kuchel und Kuchelbad so knapp an die steilen Kalkwände, daß für die Straße und die Bahnlinie künstlich Raum geschaffen werden mußte.

Schon von den Höhen oberhalb Königsaal erblickt man über der grünen tischglatten Ebene, in der sich die beiden Flüsse vereinigen, in blauer Ferne die zahllosen Türme der Hauptstadt und die Brücken als

[1]) M. V. Lipold. Die Eisensteinlager der silurischen Grauwackenformation in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1863, S. 374.

zarte Fäden knapp über die breit herüberglänzende Wasserfläche gespannt. Bevor der Fluß aber dahin gelangt, muß er noch die äußerste Spitze des elliptischen Kalkgebietes durchschneiden und die auffallenden Felsklippen von Dvoretz und Branik loslösen vom zusammenhängenden Gebiete. Jahrhundertlange Ausbeutung hat diese Klippen schon bedeutend verkleinert und ihrer zackigen und einstmals recht pittoresken Formen beraubt; immer noch bilden sie recht auffallende Kuppen im Flachlande des rechten Flußufers und in den tiefen Steinbruchswunden sieht man von weither den Glanz der glatten, steil und hoch aufragenden Schichtflächen.

Krejči schreibt dieser vorgelagerten Kalkklippe die Entstehung der Radotiner Talweitung zu. Als härtere Gesteinsbank mag sie zur Diluvialzeit Anlaß zu einem Gefällsbruch und einem Wasserfall gegeben haben, in dessen Rücken der Talboden ausgeweitet wurde und sich der kleine See bis Königsaal aufstaute. Erst die völlige Durchnagung des Kalkvorsprunges bis an die Wurzel befreite die gestauten Wassermassen. Noch gegenwärtig ist die Radotiner Ebene bei Hochwasser häufigen Überflutungen ausgesetzt.

Wenn die Moldau auch bei Prag und jenseits der großen Krümmung von Lieben innerhalb des silurischen Gebietes bleibt und weiter bis Kralup noch in einer engen Schlucht mit steilen Schieferwänden, durchbrochen von Lyditklippen und schroffen Grünsteingängen, ihren Lauf nimmt, so ändert doch die umgebende Landschaft bereits allmählich ihren Charakter. Ebenflächig und horizontal legt sich im Nordosten auf die Schiefer der grobkörnige Kohlensandstein bei Kladno und dann mit scharf markierten Rändern der Quadersandstein und der Plänermergel der Kreideformation. Ihre Ausläufer reichen bis in die unmittelbare Nähe von Prag. Die linken Zuflüsse der Moldau haben hier die Kreidedecke bis in die silurische Unterlage durchsägt und in mehrere gesonderte Plateaus abgeteilt. Von dem nördlichen Kreideplateau bei Horomjerzitz trennt das wilde Scharkatal die Hochfläche des schlachtenberühmten Weißen Berges, der seine Ausläufer bis an den Steilrand mit der Laurentiuskapelle knapp über die Prager Kleinseite entsendet. Eine weitere kleine Kreideinsel wird durch das Koszizer Tal bei Motol losgetrennt. Sie trägt die kleine Anhöhe, welche die sagenhafte Mädchenburg Djewin von Libuschas Mägden (Divčí Hrady) getragen haben soll.

Überschaut man die Umgebung von Prag von irgend einem dominierenden Punkte, wie etwa vom Laurentiusberge, so bietet freilich die türmereiche Stadt, welche sich in der Flußbiegung ausbreitet und in den Vorstädten theatralisch ansteigt, gegenüber den imponierend ausgedehnten, massigen und hochragenden Gebäudegruppen des Hradschin einen herrlichen Anblick; in der Landschaft aber vermißt man schroffe und belebtere Formen. Das Wellenland gegen Südwest mit der Eintönigkeit seiner Kuppen, in dem das mittelböhmische Waldgebirge ansteigt, macht vielleicht einen noch ermüdenderen Eindruck als die Ebenen gegen Nordwest und gegen Nordost. Dort mahnt der aufsteigende Rauch der Schlote an die Nähe der Kohlengruben und von Brandeis und Altbunzlau her grüßen die beiderseitigen grünen

Gelände des Elbestromes. Man muß sich in die Täler und besonders in die Wasserrisse des Kalkgebietes begeben, wenn man sich abwechslungsreicher Felsenlandschaft erfreuen will. In weiterer Ferne sind nordwestlich die vulkanischen Kuppen und Kegel ausgestreut und in Reihen geordnet, ihnen allen voran der einzeln aufragende Rzip oder Georgsberg südlich von Raudnitz. Aber noch viel näher kommen die Basalteruptionen gegen Prag heran und bilden die Höhe von Winarzitz nördlich von Kladno, die freilich in der Ferne nicht als Eruptionspunkt erkannt werden kann. Ein unabsehbares Hügelland führt allmählich zu dem blaßblauen Streifen, mit welchem die nördlichen Randgebirge Böhmens den Horizont umsäumen.

Wie kaum ein zweites Land bildet das Königreich Böhmen ein von natürlichen Grenzen umrandetes, in sich geschlossenes Ganze und die Lage seiner Hauptstadt erscheint, wie kaum die einer zweiten von der Natur vorgezeichnet. Oft ist Prag in dieser Hinsicht als Schulbeispiel angeführt worden. Naturgemäß an der zentralen Hauptwasserader gelegen, findet die Hauptstadt erst Raum, nachdem der Strom das enge Tal des Urgebirges verlassen und in einer großen Biegung eine Ausweitung bewerkstelligt hat. Zugleich mit dem Herannahen an die Kreidedecke öffnet sich auch das umgebende Land; denn auch wo der transgredierende Sandstein entfernt wurde, bleibt die Wirkung der Transgression unverkennbar in der Einebnung und in dem Absinken der Oberfläche. Das Land liegt bereits vollkommen offen da gegen die zweite Hauptwasserstraße, gegen die Elbe, welche das nordöstliche Kreidebecken entwässert und sich unweit nördlich von Prag, bei Melnik mit der Moldau vereinigt. Die erste Anlage der Stadt ist aus den Ansiedlungen im Schutze mehrerer Burgplätze hervorgegangen, welche in den steileren Felsabstürzen unterhalb der Kalkklippen von Branik und oberhalb der großen Schlinge von Lieben in grauer Vorzeit errichtet worden waren. Die südlichste, die sogenannte Mädchenburg, war schon zu Beginn der historischen Zeit eine Ruine; am rechten Ufer stand die alte heilige Königsburg, der Wischehrad, auf senkrecht abfallendem Grauwackensandstein; ihre Vorherrschaft und Bedeutung fällt ebenfalls in die ältesten Zeiten und schon zur Zeit des ersten Przemysliden wurde sie von der Prager Burg, dem Hradschin, an Bedeutung übertroffen. Zwischen diesen einzelnen Burgen entstanden die Ortschaften auf beiden Seiten des Flusses; sie haben sich erst verhältnismäßig spät zu dem großen Gemeinwesen vereinigt.

Hier soll zunächst nur der ältere paläozoische Anteil der Umgebung von Prag näher besprochen werden. Von den breiten azoischen Schieferstreifen im Norden und im Süden war bereits oben die Rede. Im Norden sind sie zum größten Teile unter der Kreidedecke verhüllt und nur in tiefen Schluchten treten sie zu Tage. Im Süden bilden sie von der Moldau westwärts gegen Rziczan und Auval ausgedehntes Hügelland mit einer gleichmäßigen Hülle von Verwitterungslehm. Diese harten und splittrig zerfallenden Gesteine bilden die einsamen, oft schluchtartigen und wasserarmen Täler mit den steinigen und baumlosen Gehängen, welche für die Umgebung von

Prag charakteristisch sind, wie z. B. das Scharkatal im Norden und die Schlucht von Modrzan im Süden.

Von den Silurinseln, welche abseits vom großen zusammenhängenden Senkungsgebiete sich zwischen Rziczan und Mnichowitz an den Granit anlehnen und zwischen Zewanowitz und Wodjerod umschlossen werden, ist bereits oben im Zusammenhange mit der Frage nach dem Alter des Granites die Rede gewesen (S. 54). Nach KATZER gehören sie den tieferen Stufen des Untersilur ($d_1\ \gamma$ und d_2) an.

Die nähere Umgebung von Prag und die Hauptstadt selbst liegen im nördlichen Flügel der untersilurischen Schiefer und Sandsteine. In den Schluchten im Westen der Stadt tauchen die beiden Streifen mit der verdoppelten untersilurischen Schichtserie wieder auf, welche bei Ptitz und weiter östlich unter den Quader- und Plänerbildungen verschwunden waren. In der Scharkaschlucht sind es die Tuffe, Grünsteine und Eisensteine der äußeren Zone d_1; knapp angelehnt an die steilen Kieselschieferklippen ziehen sie bis Podbaba an der Mündung dieses Tales; darüber liegen, namentlich bei der sogenannten „Jeneralka“, die dunklen Schiefer mit den bekannten versteinerungsführenden Konkretionen ($d_1\ \gamma$.) Beim Bahnhofe von Bubentsch ragen aus den Alluvien in der engen Biegung der Moldau einige Hügel dieser Schiefer hervor. Bei der Ortschaft Troja setzten sie über den Fluß, wie bisher im Süden begleitet von den Quarziten der Stufe d_2, die hier steile Felswände bildet und im Norden überragt wird von den Kieselschiefern, welche im Ladwiberg zu dominierender Höhe ansteigen. Bei Troja schalten sich im Liegenden der Schiefer noch Grünsteine und Tuffe mit den Brachiopoden der Stufe $d_1\alpha$ ein. Bis gegen Brandeis kommen die Schiefer der Stufe d_1 unter der Kreide stellenweise zum Vorschein, zumeist begleitet von den Quarziten d_2. Das Schloß Brandeis selbst steht auf einer Quarzitkuppe, die aus dem umgebenden Quadersandstein hervortaucht. Sämtliche drei Stufen der Abteilung d_1 scheinen hier mit nordwestlichem Fallen den Quarziten aufzulagern und selbst wieder die Lydite des Zabityhügels in unmittelbarer Anlagerung zu unterteufen. Soviel die aus dem Lehm hervorragenden Kuppen erkennen lassen, fällt hier die ganze Serie verkehrt ein und entspricht ihrer überkippten Lagerung nach durchaus nicht dem Außenrande eines Beckens. Ein breiteres Band bilden die glimmerigen Grauwackenschiefer der Zone d_4 im Süden der Scharkaschlucht, auf den Gehängen des Hradschin, in den Abhängen des Belvedere in Prag und in den Felsen, welche die Moldau bei Lieben im weiten Bogen bestreicht. Südlich vom Weißen Berge bei Motol und im Tale abwärts streichend bis zum Fuße des Laurentiusberges zieht noch ein schmales Band weicher Schiefer und Quarzite der Stufe d_5. Bei Motol enthalten sie eine kleine Partie obersilurischer Graptolithenschiefer, eine der unten näher zu besprechenden sogenannten Kolonien.

In der Fortsetzung der langen Bruchlinie, welche von Hyskov bei Beraun bis gegen Horzjelitz und Duschnik die tiefsten und die obersten Lagen

des Untersilur aneinander bringt, folgen im Koszizer Tale bei Motol unmittelbar auf die Zone d_5 die petrefaktenführenden Schiefer $d_1 \gamma$, und felsig aufragend schließen sich daran die Quarzite d_2. Die Bruchlinie geht mitten durch das Stadtgebiet, und zwar vom Fuße des Laurentiusberges in Smichov über Emaus, quer über den Karlsplatz durch das Gebiet des Franz Josefs-Bahnhofes an den Fuß des Ziskaberges. An mehreren Punkten ist im Stadtgebiete das Durchstreichen der Schiefer $d_1 \gamma$ im Süden der Grauwackenschiefer d_4 vom Belvedere durch Petrefaktenfunde nachgewiesen,[1]) so in der Karlsgasse in Smichow, unterhalb des Laurentiusberges, beim Kloster Emaus, bei der technischen Hochschule in der Stephansgasse, beim Franz Josefs-Bahnhofe und noch weit im Osten auf den Feldern bei Hloupetin knapp an der Kreidegrenze. Quarzite d_2 folgen den Schiefern, zu einer Antiklinale gestaut und stellenweise als kleine Klippen aufragend über den Garten des Krankenhauses, zum Ausgange des Tunnels beim Franz Josefs-Bahnhofe und gegen die Höhe nördlich von Wolschan.

Dem breiten Streifen der Grauwackenschiefer d_4, der sich im Süden der Kreidedecke auf die Quarzite d_2 legt, gehört das mächtige Eisenerzlager von Nuczitz an. Es zieht sich aus der Gegend von Vrasch nordöstlich von Beraun bis Imoczan und ist nicht nur von großer ökonomischer Bedeutung, sondern auch in zweifacher Hinsicht geologisch lehrreich: einerseits als schönes Beispiel einer sedimentären, fossilführenden Erzlagerstätte und anderseits durch die zahlreichen nordsüdlichen Blattverschiebungen und Schichtknickungen, welche hier durch den Bergbau genau erschlossen wurden und einen Begriff geben von der weitgehenden Zerstückelung und verwickelten Detailtektonik.[2])

Wenig mächtig an den beiden ausgehenden Enden, schwillt das Lager gegen die Mitte zu gewaltig an und ist in dem Tagbaue bei Nuczitz in der imponierenden Mächtigkeit von 18 *m* aufgeschlossen. Dem allgemeinen Baue des Gebietes entsprechend, taucht das Flötz stellenweise ganz flach, in der Regel jedoch unter einem wechselnden Winkel von 30—60° südwärts unter die Oberfläche und vom Tagbau aus überblickt man in der Niederung gegen das Radotiner Tal eine Anzahl von Schachtanlagen, welche die abgesunkenen Flötzteile ausbeuten. Das Flötz besteht vorwiegend aus sogenanntem Chamoisit mit oolitischer Struktur (wasserhaltigem Tonerde-Eisensilikat mit etwas Magnesia), ist wohl geschichtet und geht allmählich vertaubend in die hangenden und liegenden Quarzite und Grauwackenschiefer über. In den ausgehenden Flötzteilen, die gegenwärtig größtenteils bereits abgebaut sind, ist das Erz in oolitischen Limonit verwandelt.[3])

In Prag erscheint diese zweite Zone der Grauwackenschiefer an dem felsigen Abhange des Wischehrad mit schönen Faltungen und vielen kleinen

[1]) Katzer. Geologie von Böhmen, S. 865.

[2]) Vála und Helmhacker. Die Eisensteinvorkommnisse in der Gegend zwischen Prag und Beraun. Archiv f. naturwiss. Landesdurchforschung Bd. I, Prag, 1874.

[3]) E. Bäumler. Über das Nuczitzer Erzlager bei Kladno in Böhmen. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1887, S. 363 u. 371.

Verwerfungen der Schichtbänke und zieht sich dann in Form einer antiklinalen Aufwölbung über die Vorstädte Weinberge und Wrschowitz gegen Chvaly unter die Kreidedecke.

Von Smichov südwärts, entlang dem linken Moldauufer, nähert man sich den inneren und hangenden Teilen des Senkungsgebietes; in rascher Aufeinanderfolge erscheinen bis Hluboczep südwärtsfallend immer höhere silurische und devonische Horizonte und hier gibt ein Spaziergang von wenigen Stunden Gelegenheit, die Stufen *E* bis *H* in ihren wichtigsten Vertretern kennen zu lernen.

Gegenüber dem Felsen von Wischehrad ist das kleine Tal von Radlitz bei Smichov noch in die untersilurischen Schiefer von d_4 und d_5 eingeschnitten. Auf einer selbständigen Kuppe noch vor dem eigentlichen Anstiege zum Kalkberge der „Divczi Hrady" erscheinen, hier weniger mächtig als anderwärts und mit gleichsinnigem Südfallen den glimmerigen und knotigschiefrigen Sandsteinen aufgelagert, die schwarzen Schiefer e_1; selten wird man auf der frischen Schieferungsfläche, nach der sich die oberflächigen Bruchstücke leicht bis zu dünnsten Blättchen zerspalten lassen, die zarte Zeichnung der Graptolithen vermissen. Schon im Anstiege zu dieser Kuppe verkünden häufige Bruchstücke dunkler, blasiger Grünsteine die für diese Stufe des Obersilur bezeichnenden Einlagerungen basischer Eruptivgesteine.

Ein kleiner Graben durchschneidet schräg das Schichtstreichen zwischen dieser Kuppe und den Steinbrüchen, welche den Schichtbau der Gehänge der Divczi Hrady in großartiger Weise bloßlegen. Hier ist der allmähliche Übergang der Schiefer e_1 zu den Kalken e_2 aufgeschlossen. In den hangenden Partien der Schiefer erscheinen zunächst größere und kleinere wohlumgrenzte rundliche Knollen und Brodlaibformen von dichtem Kalk, die sich zuerst zu längeren Linsen und später zu dünnen Kalkbänken zusammenschließen. Allmählich nehmen die Graptolithenschiefer, welche zwischen die fossilreichen Kalke eingeschaltet sind, an Mächtigkeit ab, bis in der Stufe e_2 die Kalke fast alleinherrschend werden. Lange Zeit herrschte große Unsicherheit über die Abgrenzung der beiden Stufen e_1 und e_2, indem die Übergangsschichten bald der oberen und bald der unteren Abteilung zugezählt wurden. Jahn glaubt sie als eine besondere, auch durch eine eigene Crinoidenfauna ausgezeichnete Stufe ($e_1\beta$ Budnianer Knollen- und Plattenkalke mit Schiefereinlagen) abtrennen zu können.[1])

Über den wenig mächtigen grauen Kalken e_2 mit Cardiola interrupta, reichlichen Cephalopoden und Pygidien von Calymene erscheinen am Abhange der Divczi Hrady lichte Kalke als Vertreter der Stufe *F*. Sie mögen hier der höheren Barrandeschen Unterabtheilung f_2 angehören. Über die Gliederung dieser Stufe ist übrigens noch nicht das letzte Wort gesprochen. Während nämlich Kaiser und ihm folgend Katzer die untere Abteilung f_1 der dunkeln Kalke mit reichlichen Tentaculiten noch zum Obersilur rechnen

[1]) J. J. Jahn. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der mittelböhmischen Silurformation. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 411.

und die weißen Kalke f_2 mit den zahlreichen Brachiopoden und den Pygidien von Bronteus und Dalmanites Hausmanni, wie sie bei Konjeprus, Slivenetz und Tetin auftreten, als unterstes Devon betrachten, ist von anderen Autoren die Ansicht ausgesprochen worden, daß beide Abteilungen nur fazielle Vertretungen derselben Stufe seien; denn stets ist eine der beiden Abteilungen auf Kosten der anderen besonders mächtig entwickelt und an vielen Punkten des Kalkgebietes ist nur die eine oder die andere der beiden Stufen vorhanden. Die besonders spärliche Vertretung der Stufe F im nördlichen Flügel des Hluboczeper Profiles dürfte wohl ihre Ursache in einer Verwerfung haben, in welcher die Knollenkalke der Divczi Hrady sehr knapp an die obersilurischen E-Kalke von Slichov gebracht worden sind.[1])

In großer Mächtigkeit nehmen die dünngeschichteten Knollenkalke g_1 mit Orthoceren- und Trilobitenspuren fast das ganze Gehänge der Divczi Hrady ein; ihr Einfallen hat sich gegen Südwest gewendet, so daß die Schichtköpfe aus dem Gehänge heraustreten.

Sie ziehen sich bis Slichov herunter und hier kommt am sogenannten „weißen Felsen" unter der Kirche, knapp an der Moldau, noch einmal eine kleine, stockförmige Masse von Kalken der Stufe f_2 zum Vorschein, bergwärts unter die Knollenkalke hinabtauchend. Auf der Höhe des breiten Rückens beschreiben die Knollenkalke eine deutliche flache Synklinale und nach einer doppelten Biegung fallen sie mit den breiten, in den Steinbrüchen weithin sichtbaren Schichtflächen hinab in das Tal von Hluboczep. Als eine deutliche Furche gibt sich das Durchstreichen der weicheren Tentaculitenschiefer g_2 zwischen den steilen Bänken der beiden Knollenkalke g_1 und g_3 zu erkennen. Die letzteren springen unmittelbar hinter den Gärten von Hluboczep mauerartig aus dem Gehänge hervor und ein steiler Klippenzug von grauen und grünlichen Kalken mit Goniatiten und Phragmoceras setzt sich weiter fort in das Innere des Prokopi oder Hluboczeper Tales. Am Talausgang dagegen schwenkt der Klippenzug gegen Süden und Südwest als sogenannter Hergetfelsen und hier von Süden her gegen das Tal einfallend, bildet er gleichsam den steilen Rand einer tiefen Schale, welche von drei Seiten her das Tal umfaßt und in deren Tiefe sich die tonigen, weichen Algenschiefer der obersten böhmischen Devonstufe H ausbreiten (Fig. 27). Vortrefflich läßt sich der Bau dieses Gebietes, welches Barrande für die Mitte seiner Silurmulde hielt, überblicken.

Ebenso wie am Nordflügel bilden im Anschlusse an die buntgefärbten Knollenkalke g_3 die Tentaculitenschiefer eine sanfte Terrainfurche. Der Bach, anfangs die Mitte der Schale im Gebiete der Algenschiefer einhaltend, bricht bei Hluboczep südwärts durch die Mauer der g_3-Kalke, folgt eine Strecke weit der Furche der Tentaculitenschiefer und fließt zur Moldau über den Scheitel des spitzen Bogens der Kalke g_1, welche von den Divczi Hrady im Norden und vom Berge Habrova im Süden kommend sich als

[1]) Katzer. Geologie von Böhmen, S. 973, Fig. 466.

zweiter breiter Schalenrand am engen Talausgange bei der Rotmühle und bei Schwagerka zusammenschließen.

Am jenseitigen Moldauufer, am Felsen von Branik, erblickt man abermals die gegen Nordwest geneigten breiten Schichtflächen von g_1, welche in großen Steinbrüchen bloßgelegt sind. Sie stellen die Fortsetzung des äußeren Bogens dar, welcher vom linken Ufer herüberstreicht. Aber der Scheitel des Bogens wird von einer bedeutenden Verwerfung schief abgeschnitten. Die Knollenkalke g_1 liegen normal über den Stufen F und E, aber statt der jüngeren Devonstufen schließen sich unmittelbar an die Steilwand des Braniker Felsens, durch eine Bodensenke gekennzeichnet, die

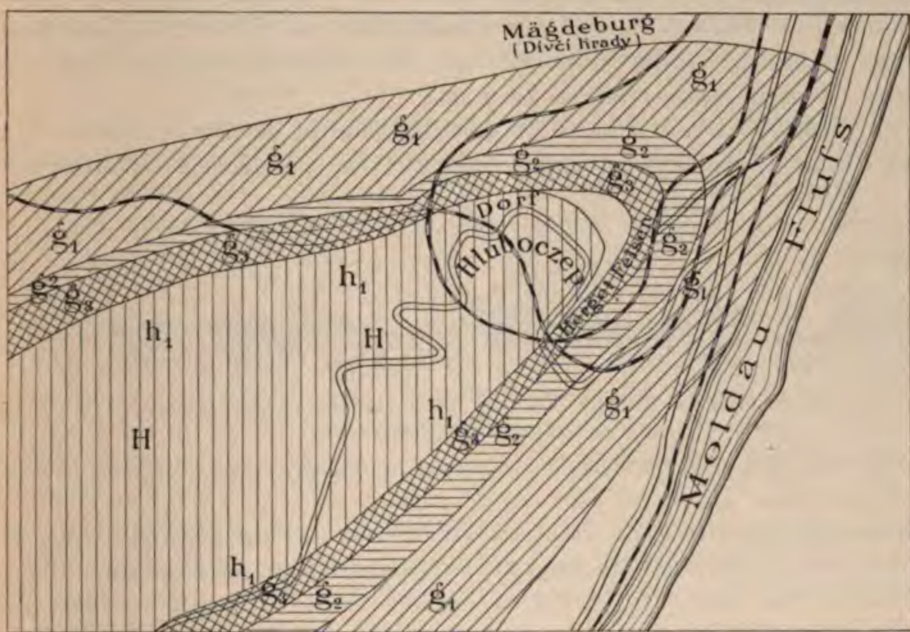


Fig. 27. Muldenförmige Lagerung der Devonschichten bei Hluboczep nach Barrande.
g_1, g_3 Knollenkalke, g_2 Tentaculitenschiefer, H Algenschiefer.

untersilurischen Grauwackenschiefer d_5 und in einer zweiten synklinalen Mulde bauen sich im Dvoretzer Felsen vor dem Wischehrad von neuem die obersilurischen und unterdevonischen Zonen (E_1—G_1) auf (s. Profil Fig. 28). Die Knollenkalke G_1 haben ehemals in synklinaler Zusammenfaltung den ganzen Gipfel des Dvoretzer Felsens gebildet.

Kehren wir zum Hluboczeper Profile am linken Moldauufer zurück. Beim Talausgange westwärts, dann gegen Nordwest und dann Nord geneigt, steigen die grauen, grünlichen oder auch rötlichen, dünnschichtigen Knollenkalke an zum Habrowaberge. In der Fortsetzung der Schichten vom Braniker Felsen und quer über die Moldau herüberstreichend, bilden knapp am Flusse typisch und mächtig die schwarzen schiefrigen Kalke f_1 eine steile Felswand.

In ihrem Hangenden befinden sich rötliche Kalke mit crinoidenreichen Einschaltungen, stellenweise mit vielen Stücken von Phacops fecundus und Bruchstücken von Cheirurus. Da diese Arten in f_1 und in f_2 vorkommen, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, ob f_2 hier vertreten ist. Die Hauptmasse von f_1 besteht aus grauen und schwarz gebänderten schiefrigen Kalken; die hangenden Bänke sind ebenflächig gelagert; die große Felswand aber, welche eine Tafel zum Gedächtnis Barrandes ziert, zeigt eine höchst abenteuerliche und verworrene Zickzackfältelung der Gesteinsschichten, ein treffliches Beispiel für den Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit auf die Einzelheiten im Gebirgsbau. Die Bänke der Knollenkalke mögen bei der Zusammenfaltung als starre Massen geichsam über den f_1-Kalken abgeglitten sein, während die letzteren infolge der Einschaltung von schiefrigem Zwischenmittel zwischen dünnen Kalkbänkchen eine förmliche Durchknetung der ganzen Gesteinsmasse erfahren konnten.

Noch vor dem Gasthause Wiskoczilka sind in den tiefen Einschnitten des Gehänges die dunkeln Orthocerenkalke von e_2 bloßgelegt, stellenweise



Fig. 28. Profil durch das östliche Ende der Kalkmulde am rechten Moldauufer bei Prag nach Krejči und Feistmantel.

d_1—d_5 Untersilur, e_1, e_2 Obersilur, *F*, *G* Devon, *Di* Diabas, *n* Eluviallehm der Höhen.

ebenso schön gefältelt wie die Kalkschiefer von f_1. Sehr groß ist in diesem Flügel des Profiles die Mächtigkeit der Grünsteinlager in der Graptolithenstufe e_1. Eine Reihe von mächtigen Ergüssen und Tufflagen wechselt mit den schwarzen Schiefern mit Kalksphäroiden, bis am Fuße des Hügels, welcher das Kirchlein St. Johann trägt, an der Eisenbahn in sanften, welligen Aufbiegungen und flacher Lagerung die untersilurischen Quarzite zum Vorschein kommen. Man sieht hier ganz deutlich, daß die tiefsten Diabaslager noch mit den höchsten, lichtgelben Schichten von Quarzsandstein wechseln. Das Gehänge bei Groß-Kuchel und am Beraunflusse über Radotin hinaus bilden feinkörnige, glimmerige, grünliche Schiefer der Stufe d_5, wechsellagernd mit gelblichen Quarzitbänken, hie und da mit Einschaltungen von schwarzen Schiefern, welche dann reich sind an Resten von Trinucleus Goldfussi und anderen Trilobiten. Lokale Einfaltungen am Ausgange des Tales von Groß-Kuchel stören nur wenig die Regelmäßigkeit der Lagerung im großen.

Wenig oberhalb Kuchelbad erscheinen im grünlichen Sandsteinschiefer plötzlich wieder Spuren von Diabas, dann mit steiler Schichtstellung eine mächtige Lage von schwarzen Schiefern mit den Kalksphäroiden und den

obersilurischen Fossilien; in etwas flacherem Winkel nordwestfallend folgen darunter bald wieder die schiefrigen Quarzsandsteine. Eine zweite ähnliche Einschaltung von Graptolithenschiefer mit Grünsteinlagern befindet sich am Gehänge wenig weiter südwestlich in der Richtung gegen Radotin. Es sind dies Beispiele jener in der weiteren Umgebung von Prag recht häufigen, merkwürdigen Stellen, an welchen ganz unvermittelt innerhalb des breiten Gürtels der Stufe d_5 die Gesteine der Stufe e_1 als schmale Bänder auftauchen und welche Barrande mit dem Namen der „Kolonien" belegt hat. (Kolonie Krejči und Kolonie Haidinger.) Schon allein des jahrelangen und hartnäckigen Streites halber, welcher zwischen Barrande und den Geologen der Reichsanstalt Lipold und Krejči um die Deutung dieser sonderbaren Vorkommnisse geführt wurde, verdienen sie eine kurze Besprechung, aber auch an und für sich, als eigentümliche tektonische Erscheinung sind sie einer besonderen Aufmerksamkeit wert.

Barrande suchte die örtlichen Einschaltungen einer jüngeren Fauna in den untersilurischen Schichten zu erklären durch eine zeitweise Einwanderung aus einem gesonderten Faunenbezirke, dessen gesamte Tierwelt aber erst später, zu Beginn des Obersilur, von dem böhmischen Meeresgebiete endgültig Besitz ergriff. Krejči war der erste, der nach den Beobachtungen bei Motol und dann bei Groß-Kuchel und bei Trzeban die Einschaltungen als tektonische Erscheinungen erklärte. Später lieferte Lipold auf Haidingers Veranlassung einen sehr eingehenden Bericht und zahlreiche Argumente zu Gunsten der tektonischen Erklärung der sogenannten Kolonien. Haidingers Wunsch, die Frage zu einer endgültigen Entscheidung zu führen, wurde dadurch freilich nicht erfüllt und mit außerordentlicher Zähigkeit verteidigte Barrande seinen ersten Standpunkt durch viele Jahre. Ja nach späteren Äußerungen Krejčis und Lipolds[1]) könnte man glauben, daß selbst diese ersten Gegner Barrandes sich zur Anerkennung der Kolonien bekehrt hätten. Dennoch kann gegenwärtig, nachdem aus anderen Gebirgen noch weit bedeutendere und verwickeltere Lagerungsstörungen in größter Zahl und Mannigfaltigkeit bekannt geworden sind, Barrandes Kolonienlehre als allgemein aufgegeben gelten und Lipolds ersten Argumente haben nicht an Überzeugungskraft verloren.

Das Hauptgebiet der sogenannten Kolonien zieht aus der Gegend von Groß-Kuchel am Südostrande des Kalkgebietes über Radotin und Vonaklas noch über Trzeban an der Beraun und bis in das ausgedehnte Gebiet der Graptolithenschiefer bei Litten. Hier zeigte Lipold, daß sich viele der vereinzelten Einschaltungen von Graptolithenschiefer im Grauwackenschiefer zu gemeinschaftlichen, längeren Streifen verbinden lassen, die mit parallelem Verlaufe der allgemeinen tektonischen Hauptrichtung folgen. Wie es einer Einkeilung oder Einfaltung einer jüngeren in eine tiefere Schichtlage entspricht, nehmen die Einschaltungen von Graptolithenschiefer an Breite und Mächtigkeit zu in dem Maße als das Gebirge gegen Südwest ansteigt. In

[1]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1869, S. 363.

der Gegend von Litten sind sie am breitesten und mächtigsten, ja sie verwachsen hier sogar mit dem zusammenhängenden Zuge von e_1, der ringsum die Basis des Kalkplateaus bildet. Die Gleichalterigkeit der streifenförmigen Einschaltungen mit dem obersilurischen Hauptborizonte kann demnach als erwiesen gelten.

Am schwersten fällt gegen die Kolonienlehre die scharfe paläontologische und petrographische Trennung der Einschaltungen ins Gewicht; nirgends vermischt sich die Fauna von e_1 mit denen von d_4 oder d_5. Die Gesteine der „Kolonien" sind vollkommen identisch mit denen des Haupthorizontes



Fig. 29. Lagergang von Diabas im Graptolithenschiefer.
Kolonie Hodkowiczka südlich von Prag.

von e_1; es sind dieselben dunkeln dünnblättrigen Schiefer, mit den gleichen Kalksphäroiden, welche stellenweise den Übergang zur Stufe e_2 kennzeichnen. Die Gänge und Lager von Diabas fehlen kaum irgend wo in den Schiefern der Kolonien und sind auch hier in der Regel vollkommen konkordant den Schiefern eingelagert, wie man das z. B. an den Kolonien am rechten Moldauufer bei Vinitze, nördl. Modrzan, bei Hodkowiczka und bei Branik sehr gut sehen kann, denn hier sind gerade wegen der Verwertung der Diabase zu Schottermaterial die Kolonien innerhalb der Grauwackenschiefer durch Steinbrüche bloßgelegt (Fig. 29).

An vielen Punkten hat Lipold gezeigt, daß sich die Einschaltungen bei sorgfältigerer Aufnahme nicht als vollkommen konkordant, manchmal sogar als scharf abgeschnitten erweisen. In manchen Fällen aber ist die

Gleichförmigkeit der Lagerung sehr überraschend und man kann von einem weiteren Studium der Kolonien noch manche Belehrung über die Mechanik der Gesteinsbewegung und vielleicht über die Entstehung und das Verhalten der Schieferung in solchen Sedimenten erwarten.

Das Kalkgebiet.

Die obersilurischen und devonischen Sedimente bilden ein einheitliches und in sich geschlossenes Gebiet von eigenem Charakter. Der bemerkenswerte Gegensatz zu den weit ausgedehnteren, umgebenden Gebirgen beruht auf dem Vorwiegen kalkiger Gesteine.

Die Niederung der Grauwackenschiefer d_5 umgibt rings gürtelförmig das Kalkgebiet. Im Südwesten legt sich die Littawa in die Niederung und umfaßt im Vereine mit der rechts zufließenden Chumava die südwestlichen obersilurischen und devonischen Ausläufer. Im Süden spielt der Bach von Lhota und in seiner geradlinigen Fortsetzung die Beraun von Trzeban abwärts eine ähnliche Rolle. In diesen Strecken bis zur Moldau bei Kuchelbad heben sich die Kalkfelsen allenthalben recht scharf aus der Niederung. An der Nordwestgrenze fehlt eine solche Erosionsfurche und das Kalkgebiet verschmilzt mit dem flachen Schieferhochlande bei Nuczitz und Trzebonitz; doch ist der Gegensatz der Landschaft kaum weniger scharf, wo die das Kalkgebiet durchquerenden Wasseradern, die Beraun, der Bach von Hostin und der Bach von Radotin aus breiteren bebauten Talweiterungen in die engeren Furchen eintreten, deren kahle Felsgehänge das Schichtgefüge des Gebirges auf weite Strecken bloßlegen.

Der enorme Fossilreichtum, die schöne Gliederung des Schichtkomplexes in mehrere eigenartige und nicht allzu mächtige Stufen, von denen einzelne kaum deutlicher gekennzeichnet sein könnten, der Gebirgsbau, der — bei weitem nicht so großartig wie in jüngeren Kettengebirgen — trotz der vorherrschenden großen Züge in den Einzelheiten ungemein reich ist an Abwechslung und an kleinen Rätseln und bei aller Deutlichkeit Schritt für Schritt die volle Aufmerksamkeit des Beobachters erfordert, machen das mittelböhmische Kalkgebiet gerade wegen seiner Schwierigkeiten zu einem besonders fesselnden und dennoch dankbaren Exkursionsfelde, welches auch des landschaftlichen Reizes nicht entbehrt.

Lockere Sand- und Schottermassen breiten sich über die Höhen, tonige Sedimente, zum Teil feuerfeste Töpfertone, wie bei Hluboczep und Slivenetz oberhalb Kuchelbad, werden westlich und östlich von Tachlowitz bei Mezoun und bei Dobrzisch zur Chamottewaren-Fabrikation abgebaut. Sowohl im Schottermaterial[1]) als auch in den Tonen haben Pflanzenreste die Zugehörigkeit zum untersten Cenoman, zu den Perutzer Schichten erwiesen; es sind die teilweise aufgelockerten und zerrütteten Reste der einstmals zusammenhängenden Kreidedecke.

[1]) A. Liebus. Über ein fossiles Holz aus der Sandablagerung Sulawa bei Radotin. Sitzungsber. d. deutschen naturwiss.-mediz. Vereines f. Böhmen, Lotos 1901, Nr. 1.

Der Durchschnitt, welchen wir bereits am nordöstlichen Ende des Kalkgebietes der Moldau kennen gelernt haben, erscheint im Vergleiche zu den weiteren Durchschnitten entlang der inneren Quertäler vereinfacht und reduziert. Schon im Tale von Radotin ist der Streifen der Algenschiefer verdoppelt; unterhalb Tachlowitz, nachdem der Bach aus flachen Feld- und Wiesengründen zwischen die steileren, buschbewachsenen Abstürze gedrungen ist, schichten sich südwärts fallend die obersilurischen und devonischen Stufen regelmäßig übereinander bis zur Synklinale der Algenschiefer *H*. Bänke von Knollenkalk, welche aus den ebenen Wiesen im Talgrunde und aus den Gärten bei Chejnitz steil, fast senkrecht emporragen, erinnern lebhaft an



Fig. 30. Kalklandschaft. St. Ivan bei Beraun.
Im Hintergrunde Kalkbank f_2 gegen den Beschauer einfallend. Im Vordergrunde Knollenkalke g_1.

den Schalenrand bei Hluboczep, dessen Fortsetzung sie in der Tat vorstellen. Unterhalb Chejnitz aber liegen die Knollenkalke *G*, welche den Südflügel der Antiklinale bilden und wieder sehr steil werden; nochmals erscheint die Stufe g_2, hier besonders mächtig und von einem Diabasstocke durchbrochen.

Nach einer Verwerfungszone bei der Chotetzer Straße, in der die mitteldevonischen Kalkzonen in steilen Schichtstellungen aneinander gerückt sind, kommt in einer flachen Mulde zum zweiten Male die oberste Stufe *H* zum Vorschein. Knollenkalke (g_1 und g_3) und Tentaculitenkalke (g_2) beherrschen von Chotetz abwärts die Talwände, stellenweise in steile Falten gepreßt, stellenweise in flacheren Bögen weit ausgreifend, und wo das vielgewundene Tal der Streichungsrichtung folgt, scheinbar fast horizontal gelagert. Strecken-

weise erscheinen im Talgrunde auch die obersilurischen Kalkstufen, bis sie sich im Slivenetzer Steinbruche (bei Lochkow) wieder steil aufrichten und sich in regelmäßiger Folge steil nordfallend die einzelnen Zonen bis zu den Graptolithenschiefern mit ihren Grünsteinlagen zu einem Gegenflügel des zwischen Chejnitz und Tachlowitz südfallenden Schichtkomplexes zusammenfügen. Aber noch einmal wird die Schichtfolge durch eine große Verwerfung unterbrochen und noch einmal bilden die Knollenkalke g_1 die Wände der großen Steinbrüche an der linken Talseite, scheinbar unter die Grünsteine und Graptolithenschiefer einfallend. Erst von hier an ist der äußere nordgeneigte Flügel zusammenhängend zu verfolgen bis an die untersilurischen Grauwackenschiefern d_5, welche noch auf eine ziemliche Strecke den Talausgang bei Radotin bilden (Fig. 31).

In kleineren Quertälern von ähnlichem Charakter kann man die wichtigsten tektonischen Hauptzüge, die sich in der doppelten Wiederkehr der *H*-Schiefer offenbaren, sehr gut verfolgen; auch auf den zwischenliegenden Hochflächen sind sie in Form flacherer Senkungen zwischen den Kalkfelsen

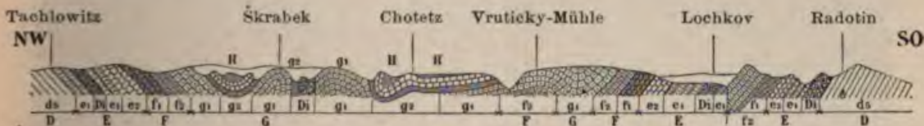


Fig 31. Profil durch das Kalkgebiet im Radotiner Tale nach Krejči und Feistmantel.
Di Diabas, *D, F, G, H*, silurische und devonische Schichten.

ausgeprägt. Der nördliche Streifen erstreckt sich bis über das Tal von St. Ivan (Katschitzer Tal), der südliche bis an das rechte Ufer des Berauntales.

Wandert man von Beraun auf der neuen Straße gegen Hostin, so quert man erst die ebenflächig südostfallenden Graptolithenschiefer mit zahllosen, wechselnd mächtigen und konkordant eingeschichteten Diabaslagergängen. Hie und da ist die Kontaktwirkung durch das Auftreten der weißen Spilosite und Adinole nachweisbar. Von der Höhe der Straße auf dem Kalk e_2 stehend, übersieht man die Talweitung des Baches von St. Ivan mit dem Dorfe Hostin, in welcher sich die Algenschiefer ausbreiten. Im Norden und im Süden blicken die Bänke von Knollenkalk aus den Waldbergen, jenseits des Tales beiderseits deutlich gegen das Dorf zu einfallend. Es ist das Südwestende der Synklinale, welche mit so markanten Zügen bei Hluboczep an der Moldau beginnt. Freilich ist hier das zentrale Schieferbecken viel breiter und die beiden Kalkflügel scheinen flach auseinander gedrückt. Der Beschauer muß einen entfernteren Standpunkt wählen, um beide Flügel gleichzeitig überblicken zu können. Im Katschitzer Tale, von Hluboczep aufwärts, durchquert man die verschiedenen Zonen von *G*, und die beiderseitigen Felswände zeigen manche schöne Beispiele von enger Faltung und Fältelung, trotz des im großen gleichförmigen Südfallens.

Wenig talaufwärts liegt im romantischen Waldtale in echter Kalklandschaft das ehemalige Benediktinerstift St. Ivan (Fig. 30, S. 144). Über dem kleinen Dorfe erhebt sich in einer Flußbiegung die mächtige Bank der weißen Korallenkalke f_2, deren nordwärts blickender Schichtenkopf sich breit auf die obersilurischen Kalkschiefer e_2 legt. Während die Knollenkalke g_1 an den Talwänden kulissenartig vorspringen, bildet der lichte Fels von f_2 den Hintergrund dieser typischen Kalklandschaft. Gar bald wird das Bild ein sehr verschiedenes, sobald man durch eine kurze gewundene Talstrecke zu den Grünsteinen mit dem fraglichen Basaltvorkommen bei Sedletz und den Graptolithenschiefern gelangt ist.[1])



Fig. 32. Berauntal bei Tetin.
Rechts Felsen von Devonkalk (*F* und *G*).

Der vollständigste Durchschnitt durch das Kalkgebiet ist die Furche der Beraun. Freilich schneidet sie in schiefem Winkel mit mancherlei Biegungen das tektonische Streichen. Steile oder auch senkrechte Wände stürzen von dem flachen welligen Hügellande plötzlich nieder zum breiten fruchtbaren Talgrunde; est ist ein echt böhmisches Talbild (Fig. 32). Von den oberen Kanten der Gehänge überblickt man die wechselnden antiklinalen und synklinalen Faltungen und die oft unvermittelten Knickungen und Verwerfungen der einzelnen Kalkstufen der gegenüberliegenden Talseite.

Eine Unterbrechung erleiden die Abstürze dort, wo der südliche Streifen der Algenschiefer an einer großen Verwerfung über das Tal streicht. Beiderseits führen durch dieses weichere Gestein kleine schluchtartige Täler herab und am linken Ufer hat im sanfteren Gehänge das Dorf Srbsko unmittelbar am Flusse Platz gefunden.

[1]) Rosiwal. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 448. Anmerkung.

Kurz bevor die Beraun das Kalkgebiet verläßt, wo die crinoidenreichen obersilurischen Kalke e_2 in den Talwänden bei Budnian in schönen steil nordgeneigten Falten zum letzten Male auftreten, bietet eine kurze Querschlucht fast senkrecht zum Streichen geführt, einen guten Einblick in die Einzelheiten der Tektonik, welche von J. JAHN[1]) untersucht wurden (Fig. 33).

Die sehr steile Schichtstellung verkürzt bedeutend das Profil der ganzen Serie von den Graptolithenschiefern mit ihren Diabaslagern bis zum südlichen Streifen der mitteldevonischen Algenschiefer (*H*). Nach einer Wanderung von wenigen Minuten erscheint plötzlich wie aus der Erde gewachsen Böhmens berühmteste Burg, Karlstein, hoch aufragend über dem steil gestellten



Fig. 33. Faltungen im obersilurischen, schiefrigen Kalkstein e_2.
Budnian bei Karlstein.

Schichtenkopf der Knollenkalke g_3. Ihrer Lage wegen auf dem hohen Felsen galt sie zur Zeit ihrer Gründung (1348) für unüberwindlich. Karl IV. hatte sie deshalb zum Aufbewahrungsorte der Reichsinsignien, der wichtigsten Staatsurkunden und mancher heiligen Reliquien bestimmt (Fig. 34 und 35).

Ähnlich wie sich die Quarzitzone d_2 über den Schiefern der Eisensteinzone (d_1) allmählich heraushebt und noch bei Mauth und Rokytzan vereinzelte Quarzitberge in die Schiefer eingefaltet stehen bleiben, wird auch das Kalkgebiet nahe seinem Südwestrande durch die Auffaltungen älterer Gesteine in einzelne Hügelgruppen zerrissen. Von Südwesten auf der Strecke Libomysl, Borek, Suchomast greift eine Antiklinale von Grauwackenschiefer d_5

[1]) J. JAHN. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der mittelböhmischen Silurformation. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 397.

tief ein in die Graptolithenschiefer. Von Osten her kommt ihr die Aufwölbung von Trzeban und Mnjenan entgegen; diese trennt den Schieferstreifen von Litten und Beletz ab vom zusammenhängenden obersilurischen Gebiete. Es ist derselbe Streifen, der sich weiter ostwärts in die sogenannten „Kolonien" auflöst (s. oben S. 141).

Das nordöstlichste Plateau bei Tobolka am rechten Beraunufer schließt noch unmittelbar an die zusammenhängende Kalkregion an. Wie bereits erwähnt, streicht die Verwerfung, an welcher die Zone *H* bei Srbsko abgesunken ist, auf das rechte Ufer hinüber; in einer Schlucht, die zum Berauntale hinabführt, besteht das rechte Gehänge aus diesen Schiefern, die linke Talwand aber aus den Kalkschiefern der Stufe e_2. Es ist überdies erwähnenswert, daß auf der rechten Talseite etwas flußabwärts und nördlich vom Dorfe Korno in einer Mulde der Knollenkalk g_3 noch eine dritte kleine Partie von Algenschiefern vorhanden ist.

Im Südwesten ist das Terrain deutlich gegliedert; zwischen den weichen Schiefermulden, welche von den Straßen zur Durchquerung des Plateaus

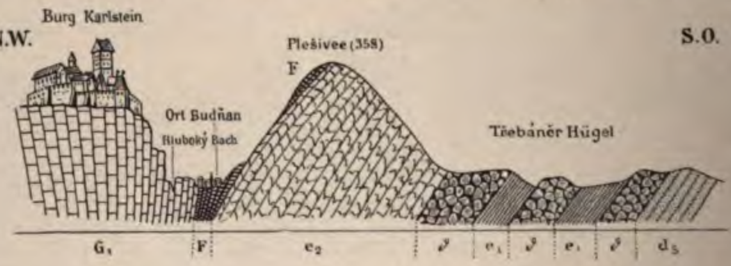


Fig. 34. Profil, vom Beraunflusse gegen Karlstein, nach J. Jahn.
d_5 untersilurische Quarzite und Grauwackenschiefer, e_1 obersilurische Graptolithenschiefer, *d* Diabaslager, e_2 obersilurischer Kalk, *F*, G_1 devonische Kalke.

benützt werden, ragen in kantig abgestuften Formen die aufsitzenden Kalkkuppen hervor, weithin sichtbar durch die ausgedehnten weißen Flächen der Steinbrüche, welche hier auf den verschiedenen Kalkstufen teils zu Hüttenzwecken, teils zur Verwendung in den Zuckerfabriken oder zur Zementfabrikation betrieben werden.

Zu den interessantesten Punkten gehören die Kalkbrüche auf dem Berge Kobyla südlich von Konjeprus. Hier erscheinen wieder in knapper Schichtfolge steil westfallend alle Stufen von e_1 bis g_1. Ein tiefer Einschnitt und ein Tunnel haben sehr steile Falten und kleine Überschiebungen bloßgelegt. Stellenweise liegen die Graptolithenschiefer auf den obersilurischen Kalken und diese wieder auf devonischem Korallenkalke f_2; wegen des außerordentlichen Versteinerungsreichtums der Stufe f_2 ist diese Lokalität besonders berühmt. Am Gipfel des Berges ist ein schmales Band von rotem Kalk der Stufe *G* dem weißen Kalke eingefaltet. In dem Steinbruche an der Ostseite des Berges, der die Schichten im Streichen schneidet, scheint er in täuschender Weise dem weißen Kalke f_2 horizontal aufgelagert.

Silur im Eisengebirge.

Schon bei Besprechung des südlichen Urgebirges war Gelegenheit des Eisengebirges zu gedenken, jenes zwar nicht sehr hohen (Babylom 602 *m*), aber orographisch scharf ausgeprägten Gebirgsvorsprunges, der sich bei Swratka in Mähren vom südlichen Gneishochlande loslöst, allmählich verflachend und schmäler werdend in nordwestlicher Richtung gegen Elbeteinitz zieht und mit seinen äußersten Kuppen kristallinischer Gesteine unter die Kreideebene hinabtaucht. Nur eine seichte Einsenkung bei Hlinsko, welche von der Nordwestbahn benützt wird, trennt dieses Gebirge vom böhmisch-mährischen Hochlande. Der auffallendste Zug in der Gebirgsgestaltung ist



Fig. 35. Schichtenkopf der steilgestellten Knollenkalke g_1 unter der Burg Karlstein.

der fast geradlinige Steilabfall gegen die Ebene von Czaslau und gegen die Niederung der Doubrava, durch den das Gebirge von Westen gesehen als hochaufragender Kamm erscheint. Hier haben auch einzelne Seitenbäche kurze Schluchten mit anmutiger Waldlandschaft in die steile Kante gefurcht. Von einzelnen Punkten des Kammes (Krkanka 566 *m*) genießt man einen schönen Ausblick über die beiderseitigen fruchtbaren Ebenen, gegen Czaslau im Westen und gegen Pardubitz bis Königgrätz im Osten.

Durch die Niederung der Doubrava bis Wojnomjestetz nahe der mährischen Grenze zieht ein Streifen von Quader- und Plänerbildungen mit scharfer zusammenhängender Begrenzung gegen den Absturz des Eisengebirges, gegen Südwesten jedoch über das niedrigere Urgebirge mit unregelmäßigen Konturen verlaufend und von einzelnen vorgeschobenen Schollen

begleitet. So wird der Steilabfall des Eisengebirges ohne Zweifel durch einen großen Bruch gebildet, der in dieselbe Gruppe von Dislokationen gehört, welche das Adlergebirge jenseits des Kreidegebietes in nordwestlicher Richtung zerteilen und die überhaupt im Gebirgsbaue der Sudeten eine so große Rolle spielen.

Der Horst ragt mit keilförmigem Umriß und mit der einen erhobenen Kante über die Doubravasenkung aus der Kreidedecke hervor. Sein innerer Bau entspricht nur teilweise seinen Umrissen und verschiedene tektonische Elemente beteiligen sich an seiner Zusammensetzung. Den Hauptstock im südlichen breiteren Gebirgsteile bildet die große Granitpartie von Nassaberg und Kamenitz. Sie trennt zwei größere Gebiete alter, zum Teil metamorpher Sedimente und hat dieselben an den Rändern im Kontakt verändert. Das nördliche Gebiet mit einem schmalen dreieckigen Umriß schließt zwischen Slatinan und Kraskov an den Granit und hat seine Spitze bei Elbeteinitz; das südliche umfaßt die Gegend zwischen Skutsch, Richenburg, Krouna und Hlinsky. Dazu kommt noch eine kleinere isolierte Partie alter Schiefer zwischen Chlum und Kreuzberg.

Am Südwestrande, entlang des Abbruches, schließt sich an die alten Schiefer und an den Hauptgranitstock ein Band von schuppigen Zweiglimmergneisen, Biotitgneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten; ihr allgemeines Nordweststreichen entspricht dem Gebirgsrande und mit nordöstlichem Fallen tauchen sie unter die vorgelagerten Schiefer und Granitstöcke hinab; zahlreiche kleinere Granitstöcke und die Ausbuchtungen des Nassaberger Hauptstockes verursachen manche örtliche Abweichungen vom allgemeinen Streichen. Ein breiter Zug von schuppigem Biotitgneis, begleitet von kristallinischen Kalken und Kalksilikatgesteinen, quert den nördlichen Teil des großen Nassaberger Granitstockes von Bojanow gegen Schumberg (Žumberg).[1] Bei Litziborzitz und Lukawitz ist ein Zug von Porphyrgesteinen, Porphyritschiefern und Felsiten zwischen die Granitmasse und die nördlichen vorliegenden Schiefermassen eingeschaltet. Vielerlei andere Eruptivmassen, Syenite, Gabbros, Diorite, Gänge und Stöcke von glimmerarmem roten Granit neben dem verbreiteten grauen Granit gehören auch hier zum Gesamtcharakter des kristallinischen Gebietes.

Schon aus der Gegend von Bogenau weit südöstlich vom Eisengebirge, wo sich bei Bistrau und Swojanow die nordweststreichenden Zweiglimmergneise und grauen Gneise loslösen von der moravischen Aufwölbung bei Öls, erwähnt Rosiwal grünliche Grauwackengesteine im Zusammenhang mit biotitreichen und zum Teil phyllitischen Gneisen. Im Südwesten lehnen sich an diese Gesteine die gebänderten und großschuppigen Zweiglimmergneise der großen Antiklinale von Swratka (s. oben S. 34); sie endigt zwischen Hlinsko und Swratka in einem bogenförmigen Zusammenschlusse der beiderseitigen nordost- und südwestfallenden Gesteinszüge. Nach Krejči und Helmhacker bildet eine Verwerfung die Grenze zwischen den südlichen

[1]) Katzer. Geologie von Böhmen, S. 552.

Gneisen und den Schiefergebieten von Skutsch, Hlinsko und Kreuzberg. Überdies wird noch östlich von Hlinsko ein schmales Band von rotem Granit als Grenzbildung zwischen beiden Gesteinen angegeben.[1]) Wie die Profile bei Kreuzberg zeigen, ist die beiderseitige Lagerung völlig diskordant. Die Gesteine der Hlinsko-Kreuzberger Insel sind im Süden hauptsächlich Phyllite, zum Teil auch Glimmerschiefer, im Norden besonders in der Umgebung von Richenburg erscheinen daneben Grauwackenschiefer, ähnlich sowohl den cambrischen Schiefern von Skrej und Jinetz als auch den tieferen azoischen Schiefern des mittleren Böhmen. Die Lyditeinlagerungen sprechen mehr für eine Zuteilung dieser Gesteine zur letzteren Abteilung.

In der Granitnähe sind verschiedene Kontaktgesteine, wie Knotenschiefer, Staurolith-, Andalusit- oder Ottrelithphyllite zur Entwicklung gelangt. Die Schichtstellungen innerhalb der Schieferinsel sind im allgemeinen sehr steil, oft ganz senkrecht, das Streichen häufig und anscheinend systemlos wechselnd; so herrscht im Südwesten bei Kreuzberg und Hlinsko nördliches, in der Gegend von Richenburg nordöstliches Streichen, streckenweise parallel der Grenze zwischen Gneis und Phyllit.

Am südwestlichen Randstreifen des Eisengebirges herrschen wieder Zweiglimmergneise, ähnlich denen von Swratka, die bei Hlinsko an der Verwerfung gegen die Phyllite abgeschnitten wurden. Im Norden, namentlich schön aufgeschlossen in dem Profile an der Eisenbahn längs des Elbeteinitzer Durchbruches, gesellen sich zu den Zweiglimmergneisen biotitreiche zum Teil phyllitische graue Gneise, ähnliche Gesteine, wie sie oben aus der Gegend von Bogenau erwähnt wurden.[2]) Die einzelnen Schichtglieder wechseln fast regellos bei gleichmäßigem allgemeinem Nordostfallen. Bänke von Augengneis, die als lagerhafte Aplite gedeutet werden, ferner Stöcke von Gabbro und verschiedenartige Diabase unterbrechen auch in diesem Profile die wechselreiche Serie von Schiefergesteinen; aber vor allem wichtig ist eine Einlagerung von dunkeln Tonschiefern, welche ihrer petrographischen Beschaffenheit nach von Jahn mit den azoischen Schiefern Mittelböhmens im Liegenden der cambrischen Conglomerate verglichen werden. Die Aufschlüsse sind in dem Profile nicht genügend klar um entscheiden zu können, ob diese Tonschiefer den phyllitischen Gneisen isoklin eingefaltet oder ob sie durch eine Verwerfung begrenzt sind.

Fast den ganzen Teil des Eisengebirges, der nördlich Litzomjerzitz an die südwestlichen Gneisstufen anschließt, nehmen solche mutmaßlich vorcambrische Schiefer ein. Es sind schwarze, graphitische Tonschiefer, phyllitartig, aber mit häufigen Einlagerungen von Kieselschiefern. Strecken-

---

[1]) J. Krejčí und R. Helmhacker. Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges. Archiv für naturwissenschaftl. Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. V, Nr. 1, Prag 1882.

[2]) Rosiwal. Der Elbedurchbruch durch das Nordwestende des Eisengebirges bei Elbeteinitz. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 151.

weise erscheinen dunkle, graugrüne, tuffartige oder grauwackenartige Gesteine; diese können stellenweise in sehr grobe Conglomerate übergehen.

Anschließend an die azoischen Schiefer zieht sich ein in niederen, aber wohl markierten Kuppen aufragendes Band von Conglomeraten aus der Gegend westlich von Przeloutz bis südlich von Herzmanmjestetz, allerdings mehrfach und auf größere Strecken unterbrochen durch die übergreifende Kreidedecke. Ihr Verflächen ist in der Regel steil nordöstlich, stellenweise aber auch westlich, im Süden ist saigere Schichtstellung vorherrschend. Mit den Conglomeraten aufs engste verbunden, und zwar teils eingelagert und teils aufgelagert, sind graugrüne dunkle Grauwackenschiefer, welche den Paradoxidesschiefern von Skrej und Jinetz vollkommen gleichen.

Zwischen den vorcambrischen und cambrischen Gesteinen im Norden und dem Nassaberger Granitstocke liegt quer eine Scholle von alten Sedimenten mit ostwestlichem Streichen. An der Linie Litzomjerzitz—Chotjenitz, welche beiläufig die beiden Streichungsrichtungen scheidet, vollzieht sich ohne Zweifel eine bedeutende tektonische Störung in Form einer ganzen Gruppe von Dislokationen.

Die hier als querliegendes Schichtpaket eingekeilten Sedimente, Schiefer, Conglomerate, Grauwacken, Quarzite und Kalke sind schon seit langem für paläozoisch gehalten worden, haben aber wegen der Spärlichkeit bestimmbarer Fossilien sehr verschiedene Deutung erfahren. A. E. Reuss[1]) wollte sie mit dem mährischen Devon in Verbindung bringen; Andrian[2]) stellte sie zum Cambrium; erst Krejči erkannte sie als Analogon des mittelböhmischen Silur; die Bezeichnung der einzelnen Gesteinszonen mußte jedoch in neuerer Zeit wieder umgeändert werden und auch gegenwärtig ist die Erforschung des ostböhmischen Silur noch nicht zu völlig befriedigendem Abschlusse gelangt.

Einen sicheren Anhaltspunkt inmitten der trostlos versteinerungsleeren Schiefer und Grauwacken bilden die Kalke mit Crinoidenstielgliedern von Podol. Krejči stellte diese Kalke noch wegen ihres Verhältnisses zu den benachbarten Schiefern zur Stufe d_1, aber bereits Katzer vermutete ihre Zugehörigkeit zur obersilurischen Stufe e_2.[3]) Die Vermutung wurde später von Jahn durch den Fund von Lobolites Michelini Barr. und Orthocerenbruchstücken wenigstens für einen Teil der Kalke bestätigt.[4]) Jahn unterscheidet nämlich innerhalb der Podoler Kalke zwei Abteilungen, eine untere von dunkeln, stellenweise schiefrigen Kalken mit den erwähnten Fossilien der Stufe e_2 oder $e_1 \beta$, und eine höhere Abteilung von weißen oder graufleckigen Kalken mit undeutlichen Korallen- und Cri-

[1]) Kurze Übersicht der geognostischen Verhältnisse Böhmens, 1854.

[2]) Geologische Studien aus dem Chrudimer und Czaslauer Kreise. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1863, S. 183.

[3]) Katzer. Geologie von Böhmen, S. 100.

[4]) J. J. Jahn. Die Silurformation im östlichen Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 207.

noidenresten, welche den Konjepruser Kalken der unterdevonischen Stufe f_2 gleichgestellt werden.

Die Podoler Kalke verflachen steil gegen Süd. Das Liegende im Norden bilden stark gefaltete und verworfene, dünnblätterige, schwarze Schiefer, mit wechselndem Einfallen, offenbar die Vertreter der Graptolithenschiefer e_1. Ein Teil dieser dunklen Schiefer mag nach Katzers Annahme vielleicht der Zone d_5 angehören. Im Hangenden gegen Norden erkennt Jahn dunkle Grauwackenschiefer als Vertreter der Stufe d_3—d_4 und harte Quarzite als Vertreter der Stufe d_2, bis die Serie gegen Norden nahe dem Gebiete der

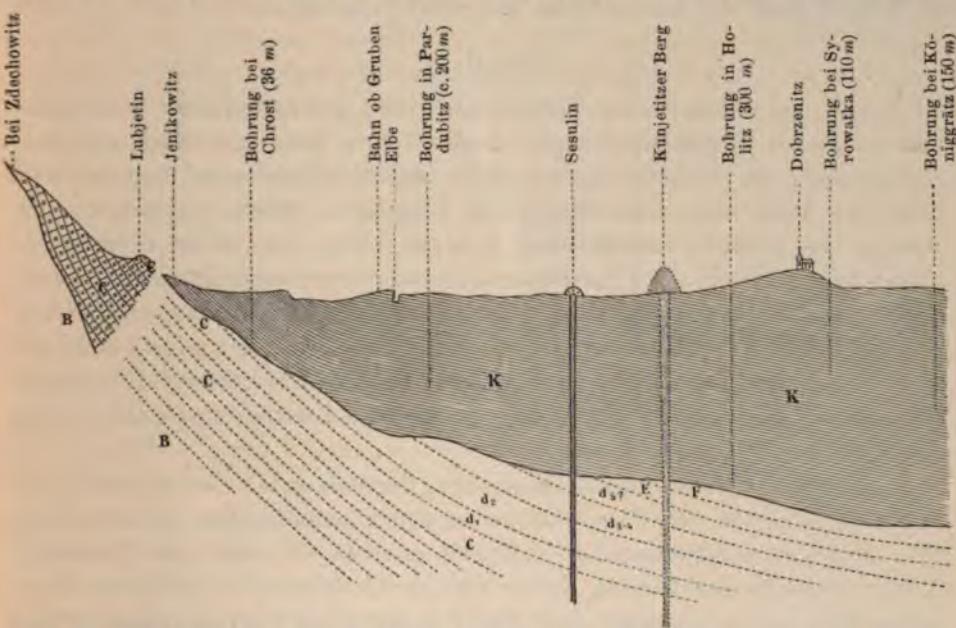


Fig. 36. Ideales Profil vom nördlichen Abhange des Eisengebirges über die Elbtalniederung samt den Basalteruptionen und den Brunnenbohrungen, nach J. Jahn.
B azoische Schiefer, *C* Trzemoschnaconglomerate und Schiefer des Cambriums, d_1—d_5, *E*, *F* silurische und devonische Schichten, *K* Kreideformation.

azoischen Schiefer mit einem ostweststreichenden Bande von Quarz- und Grauwackenconglomeraten der cambrischen Stufe abschließt.

Eine wesentliche Ergänzung erfuhr unsere Kenntnis vom ostböhmischen Silur durch die Entdeckung der Semtiner Basalttuffbreccie durch Professor J. Jahn.[1]) Die Kreideebene der Umgebung von Pardubitz im Norden des Eisengebirges wird an mehreren Stellen von tertiären Eruptionen in Form von Stöcken und Gängen unterbrochen. Ein solcher basaltischer Hügel befindet sich beim Maierhofe Semtin an der Straße von Pardubitz nach Bohdanetz und an seinem Gehänge ist eine Breccie mit tuffartigem Bindemittel aufgeschlossen. Sie enthält eine ganze Sammlung von verschiedenen Gesteins-

[1]) J. J. Jahn. Basalttuffbreccie mit silurischen Fossilien in Ostböhmen. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 442.

fragmenten, welche die Eruption aus dem Liegenden der mächtigen Kreidedecke emporgefördert hat. Es sind schwarze wahrscheinlich präcambrische Tonschiefer und Kieselschiefer, ferner cambrische Conglomerate, bestehend aus Quarz und Lydit, und glimmerige Tonschiefer und Quarzite der Stufen d_1 und d_2. Vor allem aber sind die Stufen d_3 und d_4 vortrefflich durch eine reiche Serie von wohl bestimmbaren Fossilien in den Breccien vertreten. Es ergibt sich hieraus aufs deutlichste, daß auf die nordostfallenden cambrischen Schiefer und Conglomerate bei Herzmanmjestetz in der Tiefe die einzelnen Zonen des Untersilur folgen und daß sich überhaupt das Silur noch weit unter der Kreidedecke ausbreitet (Fig. 36).

Übersicht.

Aus den tektonischen Verhältnissen der altpaläozoischen Sedimente und aus ihren Beziehungen zum ostböhmischen Silur und noch ferneren Silurgebieten im Fichtelgebirge und in Schlesien, hat sich ergeben, daß nicht die Rede sein kann von einer Bildung in einem abgeschlossenen Becken, daß sich der Schichtenbau nicht als Ablagerung in einer Mulde erklären läßt. Vielmehr stellt das Gebiet eine komplizierte konzentrische Grabensenkung an vorherrschend nordöstlichen Brüchen dar. In den am tiefsten gesenkten Teilen, in der Mitte sind die jüngsten Glieder der ganzen Schichtserie, die Kalke und Schiefer des Mitteldevon erhalten geblieben. Auch sie sind nur die letzten Reste von Bildungen, die ohne Zweifel einst weithin über die böhmische Masse verbreitet waren.

Einzelne Gerölle in den azoischen Conglomeraten der Gegend von Przibram (s. S. 114) erweisen, daß schon den vorcambrischen Gesteinen ein Gneisgebiet von gleicher Beschaffenheit wie das heutige, zur Unterlage diente. Trotzdem scheinen im Nordwesten an der Linie Plan, Weseritz, Neumarkt, Chiesch die azoischen Schiefer in allmählichen Übergängen aus Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen hervorzugehen.

Am auffallendsten tritt die tektonische Hauptrichtung im Kartenbilde hervor an der Granitgrenze zwischen Böhmisch-Brod und Klattau, trotzdem die Grenze nur im großen die Richtung einhält. Die benachbarten Schiefer und selbst die silurischen Schollen am Rande und im Innern des Granitstockes (bei Ondrzejow) haben Kontaktmetamorphose erfahren. Noch fehlt uns eine klare Vorstellung über den Vorgang, durch welchen das Magma an einer vom allgemeinen Gebirgsbau vorgezeichneten Linie empordrang, sowie überhaupt die äußeren Grenzen des alten Sedimentärgebietes Mittelböhmens vorläufig kaum noch durch tektonische Begriffe scharf und klar definiert werden können. Im Nordwesten und im Westen, im Anschluß an das Tepler Hochland und an den nördlichen Böhmerwald, stellt sich schon der für die kristallinischen Gebiete bezeichnende, eigentümlich verschwommene Gebirgsbau ein, wo durch Gesteinsübergänge, durch allmählich wechselnde Formen der Metamorphose, die ursprünglich scharfen tektonischen Grenzen verwischt werden.

Je mehr man sich aber dem Innern der Senkung nähert, desto deutlicher werden die Bruchlinien, deren Krejči drei Systeme unterscheidet: ein System mit nordöstlichem, ein solches mit nordwestlichem und ein System mit nördlichem Streichen. Von dem ersteren, weitaus dem bedeutendsten, welches die Anordnung der Gesteinszüge bestimmt und der Faltungsrichtung folgt, war schon mehrmals die Rede und nur in Kürze seien hier die wichtigsten Bruchlinien noch einmal erwähnt. Die Skrejer Bruchlinie begrenzt den Streifen von Paradoxidesschiefer und Conglomeraten von Skrej entlang des Pürglitzer Porphyrstockes. Die Prager Bruchlinie geht mitten durch das Gebiet der Hauptstadt und verdoppelt die ganze Reihe der untersilurischen Zonen im nordwestlichen Senkungsflügel von Hloupetin bei Prag bis Hyskov bei Beraun. Selbst obersilurische Graptolithenschiefer kommen bei Motol als sogenannte „Kolonien" im Norden dieser Bruchlinie zum Vorschein. Sehr auffallend ist die Bruchlinie, an welcher der südliche Streifen der *H*-Schiefer versinkt und die nördlich von Karlstein vorbeistreichend bei Srbsko das Berauntal kreuzt; beiläufig in ihrer nordöstlichen Fortsetzung liegt der Abbruch des Braniker Felsens am rechten Moldauufer, wo Grauwackenschiefer d_5 an die Knollenkalke g_1 gelehnt sind (Fig. 28). Krejči bringt überdies den Abbruch der cambrischen Conglomerate von Zdjar und am Trhonberge bei Rokytzan gegen die Schiefer mit den Konkretionen $d_1\gamma$ mit dieser Dislokation in Zusammenhang. Die breiten Conglomeratmassen des Trzemoschnagebirges werden von mehreren parallelen Verwerfungen zerteilt, deren Lage jedoch sich im Einzelfalle nicht immer mit Sicherheit feststellen läßt (s. oben S. 124). Die südlichste zu dieser Gruppe gehörige Störung ist die berühmte Lettenkluft von Przibram. Ein Teil dieser Brüche konvergiert gegen Nordost. Im Brdagebirge läßt sich noch zwischen Mnischek und Skalka die Längsteilung des Quarzitrückens gut nachweisen. Von Königsaal ostwärts sind die Brüche zu einer großen Verwerfung vereinigt, welche auf eine weite Strecke das große vorcambrische Schiefergebiet gegen die steilgestellten untersilurischen Schiefer und Grauwackenzonen abgrenzt.

Das Gebiet war ohne Zweifel schon vor den Zerstückelungen in die langen, leistenförmigen Schollen in nordöstliche Falten gelegt; ein Teil der steilen Schichtstellung, der steilen Schleppung und Schichtknickung und Fältelung muß aber der Reibung und dem Drucke beim Niedergange der einzelnen Schollen zugeschrieben werden.

Was die beiden anderen Dislokationssysteme, das mit nordwestlichem und das mit nördlichem Streichen betrifft, dürfte Krejči etwas zu weit gegangen sein in Zuteilung fast aller Täler, je nach ihrer vorherrschenden Richtung zu dem einen oder dem anderen der beiden Systeme. Keines von beiden erreicht im entferntesten die Bedeutung der nordöstlichen Senkungen. Nordwestliche Zerklüftung mit mannigfacher Schichtverschiebung ist in vortrefflicher Weise in den Eisensteinbergbauen von Krusnahora, von Nuczitz und an anderen Orten bloßgelegt worden. Sie gleicht mehr einer weitgehenden Cleavage, als den Erscheinungen an einer groß angelegten

Bruchzone. Die Begrenzungen der Kalkschollen von Tobolka und zwischen Konjeprus und Vinarzitz mögen nordwestlichen Störungen zuzuschreiben sein, ebenso der geradlinige Abhang des Quarzitkammes vom Pleschiwetzberge bis zum Pisekberge bei Jinetz, obwohl hier die obercambrischen und untersilurischen Zonen ganz konkordant auf die Paradoxidesschiefer des Littawatales folgen. Auf der linken Talseite, wo zwischen Felbabka und Welzi isolierte Schollen der Eisensteinzone den cambrischen Schiefern auflagern und wo die cambrischen Conglomerate im Koniczekberge hoch aufragen, sind neben nordöstlichen auch nördliche und nordwestliche Brüche mit Sicherheit anzunehmen. Westlich von Rosmital im Sterbina- und im Trzemschingebirge kommt die Nordwestrichtung nicht nur in Form von Brüchen, sondern auch im Streichen der Conglomeratzüge unter dem Einflusse des nahen Granitvorsprunges zum Ausdrucke.

Wie weiter gezeigt werden wird, herrscht unter den Kluftrichtungen in den transgredierenden Schollen der Steinkohlenformation im mittleren Böhmen die Nordsüdrichtung vor und man kann daraus vielleicht schließen, daß die nordsüdliche Zerklüftung des alten Sedimentgebietes zuletzt, und zwar erst nach der Ablagerung der Steinkohlenformation erfolgt ist. Ihr gehören die zahlreichen Erzgänge und die Grünsteine und Minettegänge der Umgebung von Przibram an. Aber auch innerhalb des Silur und des Devongebietes werden nordsüdliche Klüfte und Verschiebungen im kleinen häufig beobachtet; im Kalkgebiete sind sie oft durch die weiße, spätige Ausfüllung sehr gut hervorgehoben. Das kleine Tal bei Karlstein folgt ebenfalls einer nordsüdlichen Störungslinie, an welcher die beiden Talseiten gegeneinander verschoben sind.

Von Prag ostwärts biegen die silurischen Gesteinszonen aus der nordöstlichen langsam in die Ostrichtung, mit dem anscheinenden Bestreben sich mit dem Silur des Eisengebirges und unter der Pardubitzer Ebene zu einem gegen Nord konvexen Bogen zusammenzuschließen, der den äußeren variscischen Bogen des Erzgebirges und der Sudeten wiederholt. In der Tat liegen die Verhältnisse nicht ganz so einfach. Es wird sich in späteren Kapiteln zeigen, daß das Erzgebirge und das Riesengebirge nicht einen zusammenhängenden Bogen bilden, sondern an einer großen Verwerfung im Winkel aneinander stoßen, daß die Richtung der Hauptkämme der Sudeten nicht mit der eigentlichen Streichungsrichtung übereinstimmt, sondern durch die Brüche bedingt ist. Im Eisengebirge streicht die mittlere Scholle der Silursedimente ostwestlich, also ebenfalls winkelig gegen den Bruch, ein Zug der an den Bau des Riesengebirges und Jeschkengebirges lebhaft erinnert.

Die jüngere Geschichte der alten Sedimentgebilde Mittelböhmens war dieselbe, wie die des südlichen Urgebirges; dieselben Kräfte sind in der Formung der Oberfläche zur Wirkung gelangt und so ist auch der orographische Plan im großen derselbe. Zwischen Hügelländern und Plateaus sind felsige Täler mit schmalem ebenen Talboden eingesenkt und da und dort weisen

Schotterlagen und terrassenartige ebenere Strecken ober den Talkanten auf ehemalige höher gelegene, vermutlich diluviale Flußläufe.

Dagegen spielt in den Einzelheiten der Landschaft und in der Anordnung der waldigen Höhen hier im Gegensatz zum Urgebirge die Gesteinsbeschaffenheit eine sehr große Rolle. Im großen bildet das Sedimentgebiet eine sehr breite Senke zwischen dem Granitgebirge, dem nördlichen Böhmerwalde und dem Tepler Hochlande; allseitig strömen die Wässer der Hauptader der Senke, dem Beraunflusse zu. Als bedeutendere Gebirgszüge ragen die harten Conglomerate im Trzemoschna- und Trzemschingebirge, die Quarzite d_2 im Brdawalde empor. Die Schiefer bilden langsam ansteigendere breiter abgestufte Höhen, unterbrochen durch die Ebenen der auflagernden Steinkohlenformation bei Pilsen und bei Manjetin.

V. Abschnitt.

Die postvariscische Decke.

1. Oberes Carbon und Rotliegendes.

Verbreitung. — Stratigraphische Gliederung. — Wüstenbildung der Permformation. — Lagerungsverhältnisse.

Zur Zeit der mittleren Steinkohlenformation war im mittleren Böhmen die Faltung und auch Bildung der Brüche, welche den langgestreckten silur-devonischen Graben zu stande brachten, zum Abschluß gekommen. Am variscischen Außensaume haben auch noch untercarbonische Sedimente an der Faltung Teil genommen, im Innern der Masse reicht die gefaltete Serie aber nur bis ins mittlere Devon.

Zweimal wurde das Gebirge neuerdings von mächtigen Sedimentmassen überdeckt; das erste Mal am Schlusse der paläozoischen Epoche und das zweite Mal zur jüngeren Kreidezeit. Aber nur die zweite Überdeckung wurde durch ein Übergreifen des Meeres bewirkt.

Am variscischen Außenrande werden die rein marinen devonischen Sedimente durch die Grauwacken und Schiefergebilde des Culm abgelöst, in denen sich die Meeresconchylien mit den Resten von Landpflanzen vermengen. Noch im Untercarbon von Schlesien und Ostrau finden sich rein marine Einschaltungen zwischen den flötzführenden Sandsteinen und Schiefern. Im Obercarbon des inneren Böhmen herrscht aber schon rein limnischer Charakter ohne die geringsten Spuren des Meeres. In einer Serie von Kohlenflötzen, Schiefern und Sandsteinen erkennt man den Wechsel von Wasserabsätzen und Bildungen des festen Landes, bis zum Schlusse in weiter Verbreitung Ablagerungen herrschend werden, die sich nur jenen Bildungen ver-

gleichen lassen, welche Walther aus den abflußlosen Gebieten mit spärlichen oder unregelmäßigen Niederschlägen, aus dem Wüstengürtel der Jetztzeit beschrieben hat.

Der Übergang ist ein vollständig allmählicher; nach und nach erscheinen in den Flötzen die bezeichnenden permischen Pflanzen, so daß sich in Böhmen zwischen Carbon und Perm keine scharfe Grenze ziehen läßt. In der Tat ist auch von verschiedenen Autoren die Grenze zwischen beiden Systemen an sehr verschiedenen Stellen der Schichtserie gezogen worden, wie überhaupt trotz eifrigen Studiums der einzelnen isolierten Ablagerungen in Bezug auf die Parallelisierung der einzelnen Flötze und Schichtglieder des inneren Böhmens, des Riesengebirges und des Sudetischen Außensaumes seit langer Zeit eine befriedigende Einigkeit nicht erzielt werden konnte.

Es ist hier nicht Raum aller der Einzeldarstellungen zu gedenken, welche die jungpaläozoischen Vorkommnisse Böhmens schon seit den Zeiten von F. A. Reuss, Zippe und Graf Sternberg erfahren haben und alle die Verdienste der neueren Erforscher dieser Ablagerungen, unter denen die Namen K. Feistmantel, O. Feistmantel, Krejči, Fritsch, Katzer und Kušta besonders hervorragen, im vollen Maße zu würdigen. Uns interessiert hier in erster Linie die Frage nach dem Zusammenhange und der Übereinstimmung der einzelnen getrennten Becken und die physische Geschichte der böhmischen Masse in größeren Zügen. Die früheren Meinungsverschiedenheiten bei Seite lassend, halten wir uns hier nur an die neueste Auffassung, die von Weithofer vertreten und mit den besten Gründen unterstützt wird.[1]

Auf unebenem Boden haben sich die carbonen Sedimente abgelagert, offenbar zuerst die tieferen Mulden ausfüllend, so daß an verschiedenen Stellen die Serie über dem Grundgebirge mit anderen Stufen beginnt. Freilich war das Grundrelief sehr verschieden von dem heutigen, denn gerade in den höheren Teilen, im Riesengebirge, bei Schatzlar und Radowentz, finden sich die tiefsten Stufen der postvariscischen Transgression. Aber auch die innerböhmischen Becken befinden sich in ziemlich ungleicher Höhenlage; in der Umgebung von Pilsen erreicht die Oberfläche des Carbon 300—400 *m*, in einzelnen Punkten auch 500 *m* Seehöhe, bei Kralup an der Elbe stehen die Flötze unter 200 *m* und in der Umgebung von Böhmisch-Brod sinkt selbst das Rotliegende tief unter die Oberfläche hinab.

Die carbonischen Sedimente breiten sich hauptsächlich über die Urschiefer und über das Silur der mittelböhmischen Senkung. Die ausgedehntesten Komplexe sind die von Pilsen und Manjetin im nahen Anschlusse an das Pilsener Becken, und von Kladno-Rakonitz östlich von Prag zum Teile von der Kreide bedeckt und zumeist in den tieferen Tälern aufgeschlossen. Kleinere Lappen umgeben diese größeren Carbonbezirke südlich und westlich

[1]) K. A. Weithofer. Zur Frage der gegenseitigen Altersverhältnisse der mittel- und nordböhmischen Carbon- und Permablagerungen. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., math.-nat. Kl. Bd. CVII., 1898, S. 53.

daß das Rotliegende einerseits auch über die höheren Landesteile viel weiter verbreitet, anderseits aber der nachträglichen Zerstörung in viel höherem Maße ausgesetzt war und nun in seiner Verbreitung viel mehr zersplittert ist und auch noch in den entlegeneren Teilen des Urgebirges in zerstreuten Lappen auftritt. Die zusammenhängenden Partien schließen sich allerdings unmittelbar an die großen Carbonbecken an und umfassen die Gebiete nördlich von Manjetin, bei Jechnitz, Rakonitz und Flöhna und nördlich von Schlan. Über dem Urgebirge breitet sich das Rotliegende weit aus in der Umgebung von Böhmisch-Brod und Schwarz-Kosteletz; beiläufig in einer Linie gelegen sind die kleinen Reste bei Diwischau, westlich von Wlaschim, bei Chejnow O von Tabor und in einer flachen Kurve etwas gegen West gerückt das Perm mit den Anthracitvorkommnissen bei Budweis. Die Vorkommnisse scheinen einen Bogen bilden zu wollen, parallel dem langen Randstreifen von Rotliegendem in der Boskowitzer Furche von Senftenberg bis Mährisch-Kromau. Bei Rossitz sind im Liegenden dieses Streifens noch einige obercarbonische Flötze erhalten geblieben.[1]) Das Vorkommen bildet ein vollkommenes Analogon zu den obercarbonischen und permischen Resten, welche am Westrande des Urgebirges bei Stockheim, Krock und Erbendorf und im Süden an der Walhalla bei Regensburg erhalten geblieben sind (s. Kap. I., S. 8 und 10). Weitere Rotliegendspuren finden sich noch auf den Graniten des Eisengebirges und auf den Gneisen bei Pernegg und bei Zöbing am Kamp in Niederösterreich.

Stratigraphische Gliederung.

In den beiden Hauptbezirken des Carbon, dem von Pilsen und dem von Kladno-Rakonitz, stimmt die Schichtfolge im großen Ganzen sehr gut überein.[2]) In den kleineren Partien der Umgebung sind in der Regel nur die tieferen Stufen des Carbon mit ihren Flötzen erhalten geblieben.

Die mächtigsten Flötze liegen in den tiefsten Teilen der Schichtfolge, in der Regel von den Urschiefern des Grundgebirges nur durch eine dünne Lage von grauen Schiefertonen oder Sandsteinen getrennt, welche nur in der Umgebung von Pilsen örtlich bis zu 130 *m* Mächtigkeit anschwellen. An anderen Stellen, besonders wo das Grundgebirge in Kuppen aufragt, liegt das Hauptflötz diesen unmittelbar auf oder wird selbst von diesen Aufragungen durchbrochen. Nach einer Zwischenlage von plattig brechendem, hartem und quarzigem, sogenannten Schleifsteinschiefer folgen die oberen mächtigen Flötze mit Zwischenmitteln, charakterisiert durch die rätselhaften, stäbchenförmigen und gekrümmten Körperchen, welche mit dem Namen „*Bacillarites problematicus*" belegt worden sind. Es ist das die Gruppe der Radnitzer Flötze; ihnen ist nach Weithofer auch das früher

[1]) Nach Katzer gehört die ganze Ablagerung dem Perm an.

[2]) K. A. Weithofer. Die geologischen Verhältnisse des Bayerschachtes und des benachbarten Teiles der Pilsener Kohlenmulde. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. Bd. XLIV, 1896. — Geologische Beobachtungen im Kladno-Schlaner Steinkohlenbecken. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 336.

als besondere Stufe abgetrennte Nürschaner Flötz zuzuzählen; die Kohle ist hier zum Teile von anderer Beschaffenheit als in den Liegendflötzen und als sogenannte Plattelkohle oder Gaskohle entwickelt. Bei Nürschan und Trzemoschna im Pilsner Becken erscheint in diesem Flötze eine interessante Fauna mit Selachiern, Dipnoern und den salamanderartigen teils kiemen- teils lungenatmenden ersten Vierfüßlern, Angehörige eines phylogenetischen Seitenzweiges, der in eigentümlicher Weise Merkmale der Amphibien und der Reptilien späterer Epochen vereinigt.[1])

Diesem Flötz entspricht nach KUSTA bei Rakonitz das Lubnaer Flötz, welches jedoch keine Wirbeltierreste enthält.

Hellgraue Sandsteine und Schiefertone, stellenweise conglomeratartig entwickelt, legen sich im Pilsner und im Kladno-Rakonitzer Revier über diesen Hauptflötzzug; ihre Mächtigkeit kann bedeutend über 300 *m*, ja bis 480 *m* anschwellen.

Hier beginnt schon stellenweise die Rotfärbung des Sedimentes, welche in den höheren Stufen des Carbon und Perm so sehr vorherrscht und hier den Übergang zur nächsten Schichtabteilung, den „unteren roten Schiefertonen“ vermittelt (WEITHOFER). Auch diese schwankt ungemein, im Pilsner Becken 40—100 *m* mächtig, und nur stellenweise bis 200 *m* anschwellend, erreicht sie im Kladnoer Becken durchschnittlich 200 *m*. Zum Teil mit diesen roten Schiefern wechsellagernd, zum Teil über denselben erscheint ein mächtiger Komplex von feldspatreichen Sandsteinen und Arkosen, rot oder grau gefärbt; sie werden in der Umgebung von Pilsen in zahlreichen Steinbrüchen zur Kaolingewinnung abgebaut. Die Schichtgruppe enthält häufig harte eisenschüssige Lagen und sphärosideritische Platten, vor allem aber ist das anscheinend unvermittelte und sehr reichliche Auftreten von verkieselten Araucaritenstämmen hervorzuheben. Dieselben Arkosen kehren im Carbon des ganzen mittleren Böhmen, im Riesengebirge und selbst im Saargebiete hoch über den Flötzen mit der Radnitzer Flora wieder und in WEITHOFERS System gilt das reichliche Auftreten der Araucarien, welche freilich schon in tieferen Schichten ihre Vorläufer haben, als leitend für einen bestimmten Horizont. Eine allgemeine Klimaschwankung mag in ganz Mitteleuropa das Auftreten von Wüstendünen hervorgerufen haben, welche bei ihrer allmählichen Wanderung und Ausbreitung die Koniferenwälder in ihrem feldspatigen Sande begruben und die Versteinerung der Stämme ermöglichten.

Die Hexensteinarkosen des Riesengebirges mit dem sogenannten versteinerten Walde von Radowenz entsprechen dieser Stufe; darunter folgen im Schatzlar-Schwadowitzer Reviere die Schwadowitzer Schichten mit schwächeren, gegen Südost und gegen Nordwest stark verschmälerten Flötzen welche im Innern Böhmens nur durch schwache Flötzschmitzen innerhalb der hellgrauen Schiefer und Sandsteine vertreten sind. Die hangenden Teile der Schatzlarer Schichten (Xaveristollen und Zdiareker Flötze) sind die

[1]) A. FRITSCH. Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens. Bd. I—IV, Prag 1883, 1889, 1895, 1901.

Vertreter der tiefsten Schichtglieder im Pilsner Becken mit den Radnitzer und Nürschaner respektive Lubnaer Flötzen. Das Liegende im Riesengebirge (Schatzlarer Flötze und Waldenburger Schichten) ist in der Gegend von Pilsen und Kladno gar nicht vertreten, wie überhaupt mit der Entfernung vom sudetischen Außenrande die jungpaläozoische Schichtserie immer mehr an Vollständigkeit einbüßt.

Den Sandsteinen mit Araucariten folgt im Pilsner Gebiete die Schichtgruppe der dunkelgrauen Schiefer mit schwächeren Flötzen an verschiedenen Stellen ihrer ganzen vertikalen Erstreckung, aber mit stärkerer Flötzentwicklung nahe ihrer Basis. Es sind die Kounover Schichten des Kladno-Rakonitzer Gebietes, mit einem schwächeren Flötze (höchstens 1 *m*), nahe der Basis, in dessen Hangendem sich eine schwarze, bituminöse, dünnplättrig spaltende Schieferschichte, die sogenannte „Schwarte", befindet. Diese enthält neben Pflanzenabdrücken Reste von Fischen und Stegocephalen in großer Zahl; sie bildet also einen zweiten Horizont mit Wirbeltierresten. In der Flora dieser Stufe erscheinen die ersten permischen Spuren (Calamites gigas, Taeniopteris u. a.), während die tieferen Nürschaner und Radnitzer Schichten völlig gleichartige und typische Carbonfloren enthalten. Es ginge deshalb nicht an, die Nürschaner Schichten bloß wegen des Vorkommens der Wirbeltiere bereits zum Perm zu rechnen, denn ihr Auftreten hängt offenbar von zufälligen Umständen ab und nur die fast in allen Stufen vertretene Flora des Carbon kann verläßliche Vergleichspunkte liefern.

Der stratigraphischen Stellung nach über dem Araucaritenhorizont müssen die Kounover Schichten den Radowenzer Schichten des Riesengebirges gleichgestellt werden, obwohl dort die permischen Spuren in der Flora bisher noch nicht nachgewiesen wurden. Als Vertreter oberer Teile der Ottweiler Schichten des Saarrevieres stellen sie das oberste Endglied der Steinkohlenformation dar.

Wüstenbildung der Permformation.

Ohne scharfe Grenze, weder im Pilsner Gebiete, noch im Riesengebirge, breitet sich das Rotliegende über die Unterlage.[1]) Noch in weit höherem Maße als im Carbon erkennt man in den Ablagerungen des Rotliegenden die Bildungen solcher Festlandsgebiete, in denen die Zerstörung der Oberfläche nicht nur durch Niederschläge und durch fließendes Wasser, sondern auch durch den Temperaturwechsel und die bewegte Luft bewirkt wird. Unsortierte, moränenähnliche Lagen von ungefügem Blockwerk, dessen kantige, oft sehr große Trümmer stets der Unterlage oder dem allernächsten benachbartem Gebirge entstammen, wechseln mit Bänken von weißem oder rotem Sand, der manchmal versteinerte Stammbruchstücke umschließt; unvermittelt sind öfter wohlgeschichtete Bänke mit Geröllen eingeschaltet. Auf der sandigen Schichtfläche sieht man treffliche Wellenfurchen, hie und da auch

[1]) F. Frech. Über das Rotliegende an der schlesisch-böhmischen Grenze. Zentralbl. f. Miner. etc. Stuttgart, Jahrg. 1900, S. 337.

Tierfährten und Kriechspuren; hie und da erscheinen tonige, dünnschiefrige Zwischenschichten, oft bituminöse, kohlige, sogenannte „Brandschiefer", mit reichlichen Pflanzenabdrücken, Resten von Fischen und Stegocephalen oder auch mit kleinen Bivalven. Die klaren Schilderungen von J. Walther haben gelehrt, daß gegenwärtig nur in den abflußlosen Wüstengebieten eine solche bis zu vielen hundert Metern anschwellende Wiederholung und Übereinanderschichtung von strandähnlichen Bildungen entstehen kann und die Profile im Rotliegenden erinnern lebhaft an seine Beschreibung der Profile der mächtigen Trockendeltas in den Kieswüsten.[1])

In den tonigen Schiefern und Brandschiefern erkennt man die Absätze der Oasen und Wüstenseen, jener seichten Wasserbecken mit sehr wechselndem Wasserspiegel, welche sich in den durch die Deflation entstandenen Depressionen aus dem Grundwasser oder aus Regengüssen sammeln, sich zeitweise weit ausbreiten, stets ihre Umrisse verschieben und oft in kurzer Zeit wieder gänzlich verschwinden. In der Gegenwart sind sie in der Regel durch eine artenarme, aber an Individuen reiche Fauna von Fischen, Krebsen und Mollusken ausgezeichnet.

Maßgebend ist überdies für die Deutung der Bildungen die sehr verbreitete Rotfärbung, welche selbst den Ackerboden über dieser Formation weithin kenntlich macht. Freilich sind die Ansichten noch geteilt über die Einzelheiten des chemischen Prozesses, durch welchen die Anreicherung von Eisenoxyden an der Oberfläche der Wüstengesteine hervorgerufen wird, doch sind Rotfärbung oder Überzüge einer braunen Schutzrinde von Eisen- und Manganverbindungen bei Felsen, Blöcken und Sanden der Wüstengebiete sehr verbreitet und es besteht wohl kein Zweifel, daß die trockene Verwitterung, in Verbindung mit reichlicher Sonnenbestrahlung dabei die größte Rolle spielt. Überdies sei auch auf die große Verbreitung von Feldspatkörnchen in den Sandsteinen und Arkosen des Carbon und Perm hingewiesen, welche ebenfalls auf einen trockenen Zerfall der Gesteine deutet.

In den mitteldeutschen Gebieten, und zwar in den Gegenden, in welche das Binnenmeer am Schluß der Permzeit nicht eingetreten ist und in denen die Kalke, Dolomite und Gipse des Zechsteins fehlen, folgt unmittelbar und ohne scharfe Grenze auf das Rotliegende der Buntsandstein. Letzterer ist von E. Fraas[2]) ausführlich als Bildung einer Sandwüste geschildert worden. Dort haben ähnliche physikalische Verhältnisse, wie sie zur Permzeit über ganz Mitteleuropa herrschend waren, noch fortgedauert bis zum Übergreifen des Muschelkalkmeeres.

Zu Anfang der Permzeit hat die Neigung zur Flötzbildung noch angedauert und die Anthracitflötze von Budweis sowie die drei Steinkohlenflötze von Rossitz bei Brünn werden nach den Pflanzenresten schon zum

[1]) J. Walther. Die Denudation in der Wüste und ihre geologische Bedeutung. Abh. d. kön. sächs. Ges. d. Wissensch. Bd. XIII, math.-phys. Kl. Leipzig 1891. — Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900.

[2]) E. Fraas. Die Bildung der germanischen Trias; eine petrogenetische Studie. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. 55. Jahrg. Stuttgart 1899.

unteren Rotliegenden gerechnet[1]) und den Braunauer Schichten vom Gehänge des Riesengebirges gleichgestellt. Die höheren Abteilungen des Rotliegenden sind flötzleer und enthalten höchstens die schwarzen kohligen, sogenannten Brandschiefer, welche bereits manchem unglücklichen Unternehmer die Hoffnung auf Kohle vorgetäuscht haben. Die Ergüsse von Porphyr und Melaphyr, welche sich am Gehänge des Riesengebirges so reichlich an der Zusammensetzung des Rotliegenden beteiligen, fehlen vollständig in den südlichen Verbreitungsgebieten von Böhmen und Mähren.

Lagerungsverhältnisse.

Die Lagerungsverhältnisse der jungpaläozoischen Sedimente Mittelböhmens geben einen Anhaltspunkt zur Abschätzung der tektonischen Bewegungen, welche der südliche Teil der böhmischen Masse noch in nachpaläozoischer Zeit erlitten hat. Allem Anscheine nach waren sie recht bescheiden im Vergleiche zu der Zerstücklung des nördlichen Randes, des Erzgebirges und der Sudeten. Es wurde schon erwähnt, daß die Ablagerung keineswegs auf einer ebenen Fläche vor sich ging, und es ist klar, daß großenteils die in die Mulden des Urgebirges eingesenkten Partien erhalten geblieben sind. So fallen in der Regel in den einzelnen Denudationsresten die Schichten von zwei Seiten sanft gegen die Mitte; im Muldentiefsten ist das Flötz in der Regel am mächtigsten, dort waren die Bedingungen der reichlichen Anhäufung der vegetabilischen Masse am günstigsten. Doch gibt es auch teilweise zerstörte Mulden, so daß die Ablagerung mit den Flötzen in flacher Neigung am Grundgebirge hängt (Klein-Przilep bei Beraun).

Ungemein häufig sind kleine Verwerfungen, die selten die Flötzmächtigkeit übersteigen und durch Staffelbrüche das Absinken des Flötzes zur Muldenmitte beschleunigen. Wo sie in sehr großer Zahl auf wenige hundert Meter zusammengedrängt auftreten (Radnitzer Ablagerung), können sie für den Bergbau sehr lästig werden. Von diesen kleinen Störungen, welche das Flötz oft in hohem Grade zerstückeln, muß es im allgemeinen sehr zweifelhaft bleiben, ob sie sich ins liegende Gebirge fortsetzen. Wahrscheinlich sind sie nur die Folge des ungleichen Zusammensinkens der übereinander geschichteten Massen, wie das im sedimentären Gebirge häufig beobachtet wird.

Allgemeinen tektonischen Einflüssen dürfte aber die flache Neigung der gesamten jungpaläozoischen Schichtserie gegen Nord und Nordwest im Gebiete zwischen Manjetin, Rakonitz und Schlan zuzuschreiben sein, welche zur Folge hat, daß im Süden die ältesten und im Norden bei Rabenstein, Jechnitz, Flöhau und Jungfernteinitz auch die jüngeren Ablagerungen erhalten sind. Das Gebiet von Kladno und Schlan wird überdies hauptsächlich von nordsüdlichen Verwerfungen zerstückelt, welche, häufig auf schmale Zonen zusammengedrängt, Sprunghöhen von 10—13 *m* erreichen können.

[1]) F. Katzer. Vorbericht über eine Monographie der fossilen Flora von Rossitz in Mähren. Sitzungsber. d. böhm. Ges. d. Wissensch. Prag 1895.

Dieselbe tektonische Richtung beherrscht in hervorragender Weise den genauer studierten südlichen Teil der Pilsner Mulde[1]) zwischen Staab und Dobrzan. Inmitten dieser beiden Orte setzt eine nordsüdliche Bruchzone hindurch und teilt die Ablagerung in zwei Hälften von verschiedenartigem Baue. Im Osten legen sich die untersten Schichten des Carbon auf die azoischen Schiefer und fallen, von kleineren Unregelmäßigkeiten abgesehen, flach westlich zur Muldenmitte. In der Westhälfte dagegen ist der Komplex von Schiefern und Sandsteinen zu einer flach ostweststreichenden Synklinale aufgestaut. Das Flötz liegt nahe der Bruchzone im Osten tiefer als im Westen. Durch die Bohrung in der Nähe des Bayerschachtes hat sich die Bruchzone als eine kombinierte Grabensenkung erwiesen, in welcher in mehreren Staffeln die Schichten um 200 *m* zur Tiefe gebracht wurden. In die Fortsetzung dieser Bruchzone, welche bis Nürschan deutlich verfolgt werden kann, fällt der Westrand des nördlichen Teiles der Pilsner Ablagerung und er verrät sich somit als tektonische Grenze.

Aber auch am Südende der Ablagerung bei Chotjeschau wird die Grenze durch eine Verwerfung, und zwar mit nordwestlichem Streichen bedingt. Ihre Sprunghöhe beträgt 700 *m* und sie ist jünger als der nordsüdliche Graben, den sie durschneidet.

In einer fast nordsüdlichen Linie liegen die permischen Lappen von Böhmisch-Brod und Schwarz-Kosteletz, die von Diwischau, von Chobot bei Wlaschim, von Chejnow bei Tabor und die größeren Ablagerungen am Rande der Budweiser Ebene mit dem gestörten Anthracitflötze; vermutlich kommt in dieser Anordnung ebenfalls eine tektonische Linie zum Ausdrucke und man könnte an eine zerrissene Furche denken, ähnlich derjenigen von Boskowitz am Ostrande des Urgebirges, die uns noch später beschäftigen wird. Mancherlei Störungen zerstückeln das Perm zwischen Böhmisch-Brod und Skalitz, vorwiegend in nordnordöstlicher Richtung; die Mächtigkeit von 1000 *m*, welche bei Przistoupin Südost von Böhmisch-Brod beim Schürfen nach Kohle erbohrt wurde, kommt durch die steile Schichtschleppung zu stande. Im südlichen Teile der flachen Mulde von Budweis erscheinen neben nordnordöstlichen auch nordnordweststreichende Absenkungen in größerer Zahl.[2])

Doch diese spätere Zertrümmerung, welche übrigens in den nördlichen Teilen der böhmischen Masse einen viel höheren Grad erreicht hat, ist nicht im stande den gewaltigen Gegensatz zu beeinflussen zwischen der stark gefalteten älteren und der nur wenig gestörten transgredierenden Serie, der aber deutlicher wäre, wenn, wie in Sachsen, auch hier die gefalteten Flötze des Untercarbon neben der obercarbonen Überlagerung vorhanden geblieben wären.

---

[1]) A. Weithofer. l. c.

[2]) Katzer. Příspěvky ku poznání permu českobrodského a černokosteleckého. Rozpravy Česk. Akad. Prag 1895, Roč. IV. Třida II. — Die anthracitführende Permablagerung bei Budweis in Böhmen. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 43. Jahrg., 1895.

2. Die obere Kreideformation.

Die cenomane Transgression. — Gliederung der oberen Kreide. — Verbreitung und Lagerung. — Landschaft und Felsformen. — Wasserführung des Cenoman.

Abgesehen von den spärlichen Resten der Juraformation in der Rumburger Gegend und in der weiteren Umgebung von Brünn fehlen in der böhmischen Masse alle mesozoischen Sedimente bis zur oberen Kreideformation. Ein ganz außerordentlicher Zeitraum trennt diese Sedimente von ihrer Unterlage; in Schlesien ruhen sie zum Teil auf dem Buntsandstein; auf den Höhen des Riesengebirges und des Erzgebirges sowie im Innern der Masse transgredieren sie über paläozoisches oder allerältestes Grundgebirge.

Die Erscheinung, welche uns hier entgegentritt, ist eine der großartigsten, von denen die neueren stratigraphischen Studien Kenntnis gegeben haben, und wird jetzt allgemein als die cenomane Transgression bezeichnet. Zur Zeit der mittleren Kreideformation, stellenweise wie in Texas bereits im Gault beginnend, insbesondere aber mit dem Eintritte der Cenomanstufe, hat weites Übergreifen des Meeres auf frühere Festländer stattgefunden. So wie in Böhmen Lappen der Kreideformation, mit dem Cenoman beginnend, in horizontaler Lagerung auf hohen Urgebirgskämmen aufruhen, so werden übergreifende Schollen bei Hotzenplotz, bei Oppeln und an anderen Orten in Schlesien wahrgenommen, welche sich noch weiter gegen Ost über Krakau hinaus zu zu einer großen, den ganzen Süden des europäischen Rußland überspannenden Decke vereinigen; ja in den höheren Teilen der Kreideformation, im Senon, reicht die Transgression sogar bis über den Aralsee hinaus, bis in das südwestliche Sibirien. Zweifelhafte Spuren werden selbst noch weiter im Norden von der Soswa im westlichen Sibirien gemeldet.

Im Norden trifft man dieselbe Transgression nicht nur in Sachsen, sondern auch in einem sehr bedeutenden Teile des übrigen Deutschland und ihre Spuren reichen selbst bis Schottland.

Ebenso finden sich transgredierende Schollen, die mit der Cenomanstufe beginnen, auf der „Meseta“, einem großen Massiv archäischer und paläozoischer Gesteine, welches in Spanien dieselbe Rolle spielt, wie das französische Zentralplateau und die böhmische Masse.

Noch mehr als dies: auch außerhalb Europas durch ganz Syrien, dann von den Nilmündungen her durch einen sehr großen Teil der Sahara und über ein beträchtliches Stück Arabiens breitet sich dieselbe Transgression; man fand ferner cenomane Reste an der Küste von Natal, ebenso wie an der afrikanischen Westküste; ebenso wie an der Westküste Ostindiens im Narbadatale; dann aber auch im allerfernsten Nordosten auf der Insel Sachalin an zahlreichen Punkten, ohne daß jedoch im Innern Chinas oder im Innern Sibiriens dasselbe Übergreifen der cenomanen Stufe bisher nachgewiesen worden wäre.

Dagegen beherrscht dieselbe Erscheinung auch die Erdhälfte jenseits des Atlantischen Ozeans. An der Ostküste der Vereinigten Staaten mit einzelnen Resten beginnend ziehen sich die Kreideablagerungen durch das Mississippital immer weiter nach Norden, treten in das Tal des Mackenzie über und werden von den Wellen der kanadischen Seen bespült. Marine senone Spuren sind sogar noch von der Insel Disko in Grönland bekannt.

In gleicher Weise greift die obere Kreide an einer Reihe von Punkten an der Nordküste Brasiliens über altes Festland und liegt hier auf dem archäischen Plateau. Es sind Anzeichen vorhanden, welche darauf hindeuten, daß zur Zeit der mittleren Kreide das Meer im Gebiete des Amazonas quer über die ganze Breite des südamerikanischen Kontinents gereicht hat.

Die Erscheinung in Böhmen erweist sich somit als ein Bruchstück und ein kleines Beispiel eines weit über den Erdball ausgedehnten Phänomens und wenn wir die hohe Lage der Kreidesedimente z. B. auf dem spanischen Urgebirge, und ihre allgemeine Verbreitung ins Auge fassen, wird es uns nicht Wunder nehmen, sie auch auf dem Rücken des Erzgebirges nächst dem hohen Schneeberge (721 *m*) und auf der Heuscheuer im Riesengebirge anzutreffen. Weitaus der größte Teil der böhmischen Masse war überschwemmt und es finden sich die allerletzten Reste der transgredierenden Gesteine auch entfernt von der zusammenhängenden Decke in Form loser Quarzitblöcke, sowohl auf dem böhmischen Silur als auch auf dem Urgebirge. Nur die höchsten Kuppen des Böhmerwaldes, des Riesengebirges und der Sudeten mögen über den Meeresspiegel emporgeragt haben.

An einzelnen Punkten des mährischen Urgebirges, wie z. B. auf den Granithöhen bei Trebitsch und auf den Glimmerschieferbergen bei Oslawan, finden sich in nicht geringer Zahl hellfarbige, geglättete Quarzitblöcke, manchmal von mehreren Kubikmetern Größe; die außerordentliche Härte dieser Gesteine, die weit und breit nicht anstehend angetroffen werden, legt die Vermutung nahe, daß man es mit den letzten Denudationsresten einer ehemaligen Kreidebedeckung zu tun hat, welche in Folge ihrer besonderen Widerstandsfähigkeit allein der Zerstörung entgangen sind.

Gliederung der oberen Kreide.

Für den transgredierenden Teil der Kreideformation hat sich die Trennung in drei Hauptgruppen allgemein eingebürgert, welche mit den Namen Cenoman (Cenomanien nach der Stadt Mans, Cenomanium, Dep. Sarthe) Turon (nach der Stadt Tours) und Senon (nach der Stadt Sens) belegt wurden. Die Sedimente, durch welche diese Formationsglieder in Böhmen und in den benachbarten Ländern vertreten sind, werden seit langem als Quadersandstein und als Pläner (vom Dorfe Plauen) bezeichnet. Ersterer, ein Quarzsandstein mit geringem, tonigem, quarzigem oder eisenschüssigem Bindemittel hat seinen Namen von der durch die ebenen Cleavageklüfte erzeugten kubischen Absonderung. Der typische Pläner besteht aus reinem,

sehr feinkörnigem, blaugrauem, sich gelblich entfärbendem und meist plattig geschichtetem Kalkstein, er geht an vielen Punkten in Plänermergel über.

Schon NAUMANN (1838) erkannte, daß Pläner und Quader nicht zwei getrennten Horizonten angehören, sondern daß in der Sächsischen Schweiz zwei Sandsteinhorizonte, und zwar einer über und einer unter dem Plänerkalke vorhanden sind. Ihm folgten GEINITZ (1839—1843) und A. E. REUSS (1840—1844) mit einer bestimmteren und reicher gegliederten Einteilung der Schichtserie. Es wurden vier Abteilungen angenommen, und zwar der Unterquader, die Plänerschichten, die Baculitentone und der Oberquader. Mit fortschreitendem Studium wurde die Gliederung immer reicher, J. KREJČI und A. FRITSCH, bei ihren im Auftrage des Komitees zur naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung unternommenen Arbeiten (1868—1873), unterschieden acht Horizonte, während SCHLOENBACH (1868) eine Gliederung nach paläontologischen Merkmalen und Benennung der Stufen nach ihren Leitfossilien unternahm; in ihren Hauptzügen findet die letztere noch gegenwärtig in Sachsen allgemeine Anwendung. Aber selbst der vereinigten Tätigkeit zahlreicher Forscher in den folgenden Zeiten wollte es nicht gelingen, volle Klarheit in das Bild der obercretacischen Schichtfolge zu bringen; mit der stets wachsenden Zahl neuer Beobachtungen schienen auch die Widersprüche sich zu mehren. Die Stufenfolge der einen Örtlichkeit schien an einer andern auf den Kopf gestellt, während andere Stufen wieder streckenweise vollkommen fehlten oder die gegenseitige Stellvertretung zweier Stufen aufs deutlichste nachgewiesen werden konnte.

Die außerordentliche Schwierigkeit dieser stratigraphischen Studien hat ihren Grund darin, daß die einzelnen Glieder in ihrer Verbreitung wesentliche Veränderungen der Facies, und zwar sowohl bezüglich der Gesteinsbeschaffenheit als auch der Mächtigkeit und vielleicht auch der Fauna unterworfen sind. Das ergibt sich am deutlichsten aus den Arbeiten ZAHÁLKAS in Westböhmen, wo an zahlreichen nahe beieinander gelegenen Profilen, die allmähliche Veränderung der einzelnen Schichtglieder auf weite Strecken von Raudnitz gegen Ost, gegen West und gegen Nord gleichsam Schritt für Schritt verfolgt wurde. An manchen Profilen waren früher einzelne Gesteinslagen bezüglich ihrer stratigraphischen Stellung verwechselt worden, einzelne Gieder (z. B. die Bischitzer Übergangsschichten) mußten aus der Reihe der selbständigen Stufen ausgeschieden werden; oft waren gleiche Stufen mit verschiedenen Namen belegt worden und in anderen Fällen mußte die Stufenfolge direkt vertauscht werden (Teplitzer und Priesener Schichten), so daß sich ZAHÁLKA veranlaßt sah, die alte Einteilung ganz fallen zu lassen und eine Neuordnung nach zehn Stufen (I—X) vorzuschlagen.[1])

Es ist hier nicht der Platz, um auf die Einzelheiten dieser verwickelten und verworrenen Stratigraphie näher einzugehen; nur auf die Hauptgruppen sei das Augenmerk gelenkt.

[1]) Č. ZAHÁLKA. Über die Schichtenfolge der westböhmischen Kreideformation. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 67 und zahlreiche frühere Arbeiten.

Über die beiden tiefsten Stufen, die Perutzer und die Korytzaner Schichten und über deren Zugehörigkeit zum Cenoman herrscht allgemeine Übereinstimmung. Sie verraten uns, in welcher Weise sich die außerordentliche Erweiterung des Meeres vollzogen hat. Das Liegendste bilden an vielen Punkten Schiefertone oder Quarzsandsteine mit der reichen Cenomanflora, mit den großen Crednerienblättern als besonders bezeichnendes Fossil;[1]) häufig sind ihnen Schmitzen oder Flötze schlechter Braunkohle eingeschaltet, die an verschiedenen Punkten in Böhmen und Mähren zu meistens bald verlassenen Schürfungen und Abbauversuchen Veranlassung gegeben haben; hie und da enthalten sie Knollen von Bernstein. Die einzelnen Vorkommnisse hängen nicht miteinander zusammen, doch finden sich diese Perutzer Schichten in gleicher Weise als Liegendes der Kreide in der Umgebung von Prag und in Spuren bis in die Gegend von Przibram, in der Umgebung von Raudnitz, im Egergebiet, besonders fossilreich in der Perutzer Schlucht, bei Neu-Straschitz, bei Loun, am Gehänge des Jeschken und an zahlreichen Punkten des weiten böhmischen Kreidegebietes einerseits bis an den Fuß des Hohen Schneeberges im Norden und im Süden bis über die mährische Grenze hinaus. Verschiedene Unionen und andere Mollusken weisen unzweifelhaft auf eine Süßwasserbildung.

Als Stellvertretung der Perutzer Schichten oder bereits zu den Korytzaner Schichten gehörig, liegt unmittelbar auf dem Grundgebirge in Sachsen und an vielen Punkten Böhmens das sogenannte Grundconglomerat; es besteht entweder aus Trümmern des Liegenden, aus Gneis, Phyllit, Kieselschiefer u. s. w. oder bloß aus Quarzgeröllen, seltener erscheint kalkiges Conglomerat. In Sachsen und Schlesien gehört der Untere Quadersandstein dieser Stufe (Carinaten Stufe) an, die sich übrigens als Küstenbildung durch sehr reichen Facieswechsel auszeichnet[2]) und in Böhmen häufig durch kalkige und mergelige Schichten vertreten wird. Bei Cudowa in Schlesien hat Michael einen cenomanen Pläner nachgewiesen.[3]) Ebenso wird ein cenomaner Pläner aus der Gegend von Chrast bei Skutsch als unmittelbare Überlagerung des Granites angegeben.[4])

Schon Krejči (1868) bemerkte, daß die einzelnen Horizonte der Kreide gegen Norden und Osten an Mächtigkeit zunehmen; damit steht ein bedeutendes Zunehmen der Sandsteinlagen gegenüber dem Pläner in Verbindung; gegen Nord oder Nordost mußte der Kontinent gelegen sein, von dem aus die Sedimente in das böhmische Kreidemeer getragen wurden. In Sachsen unterscheidet man drei Horizonte des Quadersandsteines: erstens den bereits erwähnten untersten, cenomanen Quader (mit Ostrea carinata), dann den

---

[1]) Oswald Heer. Flora von Moletein in Mähren. Denkschr. d. allg. schweizer. Ges. f. Naturw. Bd. XXIII. 1869.

[2]) R. Beck. Über Litoralbildungen in der sächsischen Kreideformation. Naturf. Ges. z. Leipzig. Jahrg. 1895/96.

[3]) Zeitschr. d. Deutschen geolog. Ges. 1893, S. 195.

[4]) W. Petrascheck. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 403. — Dass. S. 275.

mittleren Quader (mit Inoceramus labiatus), welcher die Hauptmasse bildet, und drittens den mittelturonen Quader (mit Inoceramus Brogniarti); Kalkmergel und Baculitenschichten (mit Scaphites Geinitzi und Inoceramus Cuvieri) in Sachsen und im Elbegebiete bei Teschen werden zum Oberturon gerechnet. Doch wird von einzelnen böhmischen Geologen die Grenze zwischen Turon und Senon tiefer gelegt, so daß die mutmaßlichen Äquivalente der Baculitentone und die Scaphitenschichten, d. i. die Teplitzer Schichten, jedenfalls aber die Priesener Schichten bereits zum Senon zu rechnen wären.

Hiezu kommt in Böhmen, und zwar im nordöstlichen Teile des Elbetales noch ein weiterer Horizont von Quadersandstein, die Chlomeker Schichten oder der Groß-Skaler Quader. Sie sind dem Alter nach verwandt mit den Schichten von Kieslingswalde, welche wir in den Sudeten in Gräben versenkt antreffen werden.

Rasch schwinden, wie gesagt wurde, gegen Süden die Sandsteinlagen, so daß z. B. bereits in der Gegend von Hohenmauth und Leitomischl von Jahn nur drei Plänerhorizonte, mit nur unwesentlichen Sandsteinlagen, vertretend die Weißenberger, Teplitzer und Priesener Schichten, unterschieden werden.[1])

Darüber scheint ferner Übereinstimmung zu bestehen, daß das oberste Senon, die Vertretung der eigentlichen Weißen Kreide mit Belemnitella, wie sie z. B. in Galizien vorhanden ist, in Böhmen noch nicht angetroffen wurde.

Die Gesteine der Kreideformation finden in Böhmen als Bausteine sehr ausgedehnte Verwendung. So ist z. B. der Pläner des Weißen Berges ein Hauptbaustein von Prag und viele der historischen Bauten dieser Stadt, wie z. B. die große Karlsbrücke sind aus Quadersandstein errichtet.

Verbreitung und Lagerung.

Das fruchtbare Flachland an der Elbe und an deren Vereinigungen mit der Moldau und der Eger wird von den zusammenhängenden Kreidesedimenten gebildet und umfaßt etwa den fünften Teil von ganz Böhmen. Gegen Südwest im Gebiete von Prag und Kladno ist die Grenze allein durch den Grad der Abtragung bedingt; die Plateauhöhen nehmen die flach gelagerten Kreideschichten ein, während in den tiefen Tälern allenthalben die verschiedenartigen paläozoischen Gesteine zu Tage treten. Der Gegensatz in der Färbung zwischen dem dunkeln Liegenden und der übergreifenden Kreide, deren steile hellfärbige Felswände die flache Lagerung weithin sichtbar macht, gibt Transgressionsbilder, wie man sie sich deutlicher nicht wünschen kann. So liegen die Korytzaner Sandsteine weithin sichtbar über dem steilwandigen Steinkohlensandstein des Moldautales bei Kralup (Fig. 37, S. 159) und von der hellen Färbung des Pläners über den silurischen Schiefern führt der historisch berühmte Weiße Berg (380 *m*) vor den Toren Prags

[1]) J. J. Jahn. Bericht über die Aufnahmsarbeiten im Gebiete der oberen Kreide in Ostböhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 161.

seinen Namen. Am Laurentiusberge reichen die Kreideschichten bis in das Gebiet der Landeshauptstadt.

Gegen Nordost wird das zusammenhängende Kreidegebiet begrenzt von der bereits in der Einleitung erwähnten großen Lausitzer Überschiebung oder dem Elbbruche, der aus der Gegend von Meißen bei Dresden her in bogenförmigem Verlaufe über Schönlinde und Georgental, entlang dem Fuße des Jeschkengebirges über Pankratz, Liebenau und Klein-Skal und in einer Biegung gegen Südsüdost in mehrere parallele Brüche aufgelöst die gesenkte Kreidedecke von den stehen gebliebenen Horsten abtrennt; mit den letzteren werden wir uns in einem folgenden Kapitel zu beschäftigen haben.

Die Auflagerungsfläche und die ganze Masse der Sedimente senkt sich von der Umgebung von Prag und Kladno her allmählich gegen Nordost; in dem Maße der Senkung gelangen auch immer jüngere Stufen der Kreide zur Vorherrschaft. Bis zum Plateau von Raudnitz a. d. Elbe herrschen auf den Hochflächen vor allem die Weißenberger Pläner über die in den Talschluchten aufgeschlossenen cenomanen Schichten. Das Gebiet von Dauba und an den großen Teichen von Hirschberg, Habstein und Neuschloß nehmen mittel- und oberturone Quader und Pläner ein (Iser Schichten, Teplitzer Schichten, Baculitenmergel). Die jüngsten Schichtglieder, die Quader von Groß-Skal (Chlomeker Schichten) liegen bei Zwickau und bis zur Hohen Lausche, in dem knapp an den Bruchrand anschließenden Gebiete. Am Bruche selbst, wo die Kreideschichten steil emporgeschleppt sind, kommen wieder die tiefsten Zonen, das Grundconglomerat und die grobkörnigen Quader der Korytzaner Schichten, als schmaler Saum, steil mit zackigem Schichtenkopfe hochaufragend zum Vorschein.[1])

Eine zweite ähnliche gewaltige Dislokation begrenzt die große gesenkte Kreidetafel gegen Nordwest; es ist der Abbruch des Erzgebirges. An den geradlinig nordnordoststreichenden Abfall des Urgebirges lehnen sich von Klostergrab an ostwärts einzelne Schollen von cenomanem Sandstein, stellenweise von steil südfallenden Pläner überlagert, der gegen Teplitz zu unter sanft geneigten Braunkohlenbildungen verschwindet. Der Fallwinkel beträgt 20—40°, ja stellenweise selbst 60° und auch hier ragen die Schichtenköpfe über dem Urgebirge stellenweise steil zackig empor, so namentlich zwischen Judendorf und Rosenthal, bei Schandau und Liesdorf. Auf der sogenannten „Wand“ bei Nollendorf bilden zahlreiche Sandsteinblöcke die Reste eines ähnlichen an den Urgebirgsabhang angelehnten Lappens. Bei Tyssa erscheint auch auf der Höhe des Erzgebirges die zusammenhängende Kreidedecke, nachdem bereits früher die cenomanen Reste bei Nollendorf und am Fuße des basaltischen Spitzberges Zeugnis gegeben haben von dem einstmaligen Übergreifen des Kreidemeeres über den ganzen Urgebirgsrücken. In mehreren Staffeln erhebt sich die steile Kante der Kreidedecke über die weichen Rundformen des lehmig verwitterten Gneises. Eine erste schwächere Staffel bildet der feinkörnige cenomane Quader mit *Ostrea carinata*, darauf folgt

[1]) S. Kap. VIII.

eine sanftere Lehne, welche durch einen mergeligen Horizont mit *Rhynchonella bohemica* gebildet wird, es ist eine wasserführende Schichte, aus welcher reichliche klare Quellen heraustreten; diese Wassermassen sind die Ursache des starken Zurückweichens der nächsten Staffel, des härteren Quaders mit *Inoceramus labiatus*, aus welchem die vielbesuchten, sonderbaren Felsformen der Tyssaer Wände bestehen (Fig. 38). Eine dritte Staffel über einem abermaligen wasserführenden Horizont (Glaukonitischer Sandstein mit Rhynchonella bohemica und Pläner mit Spondylus spinosus) bildet das Plateau des Hohen Schneeberges mit dem höchsten Punkte des Sächsisch-



Fig. 38. Transgression der Kreide beim Dorfe Tyssa.
Rechts am Rande im Talgrunde Gneis des Erzgebirges. Bei den Häusern erste cenomane Quaderstufe; dann abgeflacht die wasserführende Mergelschichte. Links zweite unterturone Quaderstufe (Tyssaer Wände); im Hintergrunde rechts, jenseits des Erzgebirgsbruches, das vulkanische Mittelgebirge.

böhmischen Sandsteingebirges[1]) (721 *m*). Es besteht aus Quadersandstein mit Inoceramus Brogniarti, also nicht aus den höchsten Schichten des Kreidesystems überhaupt; nach der Annahme der sächsischen Geologen mag es noch von oberturonen und senonen Sedimenten in einer Mächtigkeit von 300 *m* überlagert gewesen sein, so daß der Wasserspiegel des Kreidemeeres wenigstens 1000 *m* über dem heutigen Ozean gestanden haben mochte.

Unterhalb des Schneebergplateaus beim Dorfe Eulau liegen noch Schollen abgesunkener Kreide; sie gewinnen gegen Osten immer mehr Zusammenhang,

[1]) Schalch. Sekt. Rosenthal. Hoher Schneeberg. S. Erläuterungen z. geolog. Spezialkarte von Sachsen, S. 48.

der Abbruch verwandelt sich allmählich in eine Flexur. Zu beiden Seiten der Elbe bei Tetschen kann man beobachten, daß die schwebenden oder flach nordfallenden Schichten der Kreidedecke sich anfangs in der Richtung gegen das Mittelgebirge sanft neigen und dann plötzlich zur Peiporzer Schlucht und zur Stadt Tetschen in steilem Winkel (30—40°) abstürzen. Aber in der Schäferwand und im gegenüberliegenden Schloßberge von Tetschen trifft man eine weitere steil aufgerichtete Scholle, der Abbruch ist hier in wiederholte Verwerfungen mit steilgeschlepptem Flügel aufgelöst. Östlich von Tetschen grenzen die oberturonen Baculitenmergel des abgesunkenen Flügels an den steil geschleppten mittelturonen Quader. Sie tauchen noch weiter im Osten bei Böhmisch-Kamnitz unter die erwähnten jüngsten Quader der Chlomeker Schichten. Der weitere Verlauf der Senkung gegen Osten über Böhmisch-Kamnitz hinaus ist noch nicht klargestellt.

Vom Tetschener Schneeberge gegen Nord und Nordost überblickt man das Sandsteingebiet der Sächsisch-böhmischen Schweiz bis in die Gegend von Dresden. Im Gegensatz zur vielgegliederten und kuppenreichen Landschaft des Mittelgebirges im Süden, sinkt das Waldland im Norden in sehr sanften Wellen ab, deren immer blasser werdende Konturen allmählich im fernen Blau des Elbtalnebels verschwimmen. Nichts verrät von hieraus dem Auge die tiefen und steilen Taleinschnitte zwischen den Ebenheiten; ja selbst die Lage des tiefen Elbtalcañons wird erst bei genauerer Betrachtung der topographischen Einzelheiten der Gegend erschlossen, denn zu beiden Seiten des Tales bewahrt die Oberfläche der Kreide die gleiche Höhenlage. Nur die tafelförmig abgestutzten Felsenberge der Sächsischen Schweiz, die sogenannten „Steine" sind als auffallendere Bergformen dem ferneren östlichen Kreidelande aufgesetzt; unter ihnen der höchste, der Rosenberg (616 *m*), besteht aus horizontalem Kreidesandstein unter einem basaltischem Ergusse.

So wie die Kreide von den Höhen bei Prag bis zur Lausitzer Verwerfung und zur Flexur bei Tetschen langsam abfällt, senkt sich eine zweite, kürzere Scholle vom Tetschener Schneeberge nordwärts zur Elbe bei Pirna und zur Lausitzer Verwerfung bei Dittersbach. Eine Anzahl von Verwerfungen gliedert noch das Innere des böhmischen Kreidelandes, doch ist die Tektonik des Flachlandes und der Hochflächen noch keineswegs genügend erforscht und überhaupt als ebenes Feld- und Waldland auf weite Strecken nur schwer der Erforschung zugänglich. Am deutlichsten ist die breite Senke, in welcher sich die tertiären Braunkohlenbildungen ausbreiten und in welcher weitaus der größte Teil der jungen eruptiven Aufbrüche zu dem Höhenzuge des Mittelgebirges zwischen dem Saazer Becken im Südwesten und der Zittauer Einsenkung im Nordosten zusammengedrängt ist; sie wird uns im nächsten Kapitel beschäftigen.

Ein paralleler Bruch begleitet südlich den Egerfluß. Das Plateau besteht aus Pläner der Weißenberger Schichten, an deren Fuße stellenweise die cenomanen Quader zum Vorscheine kommen, über diesen werden im abgesunkenen Flügel längs der Eger auch die hangenden Malnitzer Grünsande

nebst grauem Plänermergel und Baculitentonen gefunden. Am deutlichsten kann der Abbruch verfolgt werden auf der Linie Tuchorzitz, Lippenz, Simech bis in die Gegend südlich von Laun; parallele Staffeln, die sich dann zum eigentlichen Absturze des Raudnitzer Plateaus fortsetzen, erwähnt Krejči aus der Gegend von Donin bei Jungfernteinitz.

In demselben, d. i. im erzgebirgischen Sinne, verläuft ferner eine deutliche Verwerfung in der Gegend von Auscha; sie scheint die Richtung des Egertales fortzusetzen. Vom Dorfe Simmer westlich von Auscha über Bleiswedel und Sterndorf zieht der Abbruch des Plateaus von Auscha.

Ein anderes System von inneren Störungen ist mit dem sudetischen Abbruche in Verbindung zu bringen; wie z. B. der Abbruch, der von Luschan östlich von Jitschin über Wostromjerz und Horzitz gegen Klein-Pürglitz zieht und an welchem cenomaner Quader im Norden gegen die turonen Weißenberger Schichten abstößt. Das ausgedehnte Bruchsystem im Südwesten von der Gegend bei Pottenstein und Geiersberg bis weit nach Mähren steht mit dem Aufbaue des Sudetensystems in innigem Zusammenhange und wird mit diesem zugleich besprochen werden.

Die breite Senke mit den Teichen von Habstein und Hirschberg südlich von Böhmisch-Leipa wird ebenfalls einer Störung im sudetischen Sinne zugeschrieben und einen deutlichen Graben, in der Richtung von Melnik gegen Bischitz, der sich vielleicht im südwestlichen Abbruche des Eisengebirges fortsetzt, werden wir unten kennen lernen.

Landschaft und Felsformen.

Kaum ein zweites Formationsgebiet der böhmischen Masse besitzt eine so ausgeprägte Eigenart wie das der Kreide und kaum bei einem zweiten lassen sich die manchmal bizarren Eigentümlichkeiten der Landschaft so klar von der Natur der Gesteine ableiten. Wohl besteht ein allgemeiner Gegensatz zwischen den höher gelegenen Kreidegebieten mit vorwiegenden Sandsteinen, in der Sächsisch-böhmischen Schweiz und im Riesengebirge, im Vergleiche zum Tieflande mit der reicheren Plänerentwicklung, aber im großen ganzen gehören sie doch zusammen und man kann ein einheitliches Bildungsgesetz erkennen, welches ebenso die bizarren Felsgründe wie die sanfteren, grünen Talformen zwischen den Ebenheiten, im östlichen Böhmen im Gebiete der oberen Zwittau und der beiden Adlerflüsse, beherrscht. Freilich, wo im Elbgebiete jüngeres Alluvium sich weithin über die Kreide ausbreitet, wird die Landschaft zur reinen Ebene ohne besondere Charakteristik und Eigenart. Anderseits tritt noch im Westen von der Gegend bei Jitschin über Jungbunzlau und bis zum Mittelgebirge, ein weiteres, fremdes Element bestimmend in die Kreidelandschaft; es sind die zahllosen, weithin verstreuten Eruptivkegel, die sich im Mittelgebirge zu einem selbständigen Höhenzuge vereinigen und wenn sie auch mit der Kreidedecke innig verwachsen sind, doch eine besondere Besprechung verdienen.

Am trefflichsten kommt die landschaftliche Eigenart des Kreidegebietes zum Ausdruck in den höher gelegenen Sandsteingebieten, in den vielbesuchten Touristengegenden der sogenannten Sächsischen und Böhmischen Schweiz zu Seiten des Elbtales zwischen Tetschen und Schandau und in den horizontalen Sandsteintafeln auf den Horsten der Sudeten, im Gebiete von Adersbach und Weckelsdorf und auf der Heuscheuer — aber auch im gesenkten Flügel innerhalb der höchsten senonen Quaderstufen des Gebietes von Groß-Skal sind dieselben abenteuerlichen Felsen in größerer Ausdehnung zur Entwicklung gekommen.

Ebenso wie bei den südlichen älteren Gebirgen spricht man auch hier von mehr oder weniger ebenen Hochflächen, in welche die Flußtäler eng und felsig eingesenkt sind; auch die allgemeinen Höhenverhältnisse sind beiläufig dieselben, trotzdem fällt der Gegensatz im landschaftlichen Typus sofort in die Augen. Die vorwiegend chemische Verwitterung bedeckt die Oberfläche des Urgebirges und der paläozoischen Schiefer mit einer mächtigen Lehmdecke und erzeugt sanfte Wellenformen und nur wo sie sich im Talrand zum Flusse niederbiegt, treten dunkle, kompaktere Felsmassen zu Tage, gelegentlich durch die steile Schieferung in schräggestellte, unscharfe und klotzige Kämme gegliedert.

Die fast rein mechanische Verwitterung im horizontalen Quarzsandstein, besonders in den oberen Quaderstufen mit höchst spärlichem Bindemittel, erzeugt viel schärfere Kanten und noch größere Gegensätze. Von den meist mit Nadelwald bestandenen Hochflächen, den „Ebenheiten“, wie sie in Sachsen benannt werden, fallen ganz senkrechte Felswände zum Tale nieder, nur der untere Teil der Wände ist in der Regel durch Schutt und Trümmerwerk verkleidet. Wilde und enge Schluchten schneiden seitlich in die Wände und lösen dieselben in Felsgruppen von übereinander geschichteten Gesteinsplatten und einzelne Gesteinssäulen und Türme von abenteuerlichen Formen auf, in welchen einige Phantasie leicht da und dort die Umrisse verschiedener Gestalten und Profile herausfindet. Tausende von Vergnügungsreisenden in den genannten Gebieten lassen sich jährlich durch die Erläuterungen der Felsgebilde von den Führern unterhalten.

Die Formen, welche die Verwitterung den Felsen verleiht, sind bedingt durch die Wege, welche dem im Gestein zirkulierenden Wasser in den Gesteinsfugen vorgezeichnet sind; es sind dieselben, welche auch die Quaderförmige Absonderung des Gesteins hervorrufen, nämlich die flache Schichtung und die meist senkrechte Klüftung.[1])

Die Klüftung besteht aus zarten Rissen und ebenen Flächen geringer Kohäsion (von den Steinbrechern als „Lose“ bezeichnet), welche auf weite Strecken geradlinig verlaufend den Quadersandstein in der Regel nach zwei annähernd aufeinander senkrechten Richtungen zerteilen. Seltener wird eine

[1]) S. A. Hettner. Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächsischen Schweiz. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, herausg. von A. Kirchhoff. Bd. II, Heft 4, Stuttgart 1887, S. 287 ff.

dritte oder selbst eine vierte Kluftrichtung von geringerer Deutlichkeit beobachtet; hie und da wird auf größere Strecken die Klüftung sanft wellig und in verschiedenen Teilen des Gebirges ist die vorherrschende Richtung verschieden. Nach HETTNER wechselt die Klüftung im Sandsteine der Sächsischen Schweiz beiläufig in parallelen Richtungen zum bogenförmigen Verlauf der Lausitzer Granitüberschiebung. Ohne Zweifel ist die auffallende, überall stark hervortretende Erscheinung einer Zerreißung der Gesteinsmasse durch Torsion und Gebirgsdruck zuzuschreiben.

Nicht minder deutlich ist die Schichtung auf den angewitterten Felsen ausgeprägt; aufs deutlichste sind härtere und weichere, gröbere und zartere Bänke als Rippen und Furchen aus der Gesteinswand herauspräpariert und an vielen Punkten aller Sandsteinhorizonte wird als zarte Zeichnung auf dickeren Horizontalbänken die schräge Diagonalschichtung oder Übergußschichtung beobachtet, eine Erscheinung, welche auf die Umlagerung des Sandes durch die Brandungswellen und durch den Wechsel von Ebbe und Flut zurückgeführt wird und jedenfalls auf eine küstennahe Sedimentbildung hindeutet.

Die großen Wassermengen, welche die Sandsteinplateaus bei jedem Regengusse verschlucken, nehmen ihren Austritt an Schichtfugen oder eisenschüssigen Lagen und lockern hier den Zusammenhang des ohnehin weichen Gesteines, Sandkorn um Sandkorn loslösend; so entstehen entlang der Schichtfugen Reihen kleiner Höhlungen. Wenn die Höhlungen nahe aneinander rücken, so daß sie nur durch kleine Gesteinssäulen voneinander getrennt sind und partienweise mit ineinander verschmelzen, entstehen förmliche kleine Galerien. Selbst auf mehrere Meter Tiefe kann das Gestein längs solcher wasserführenden Schichtfugen aufgelockert und der losgelöste Sand durch das ausfließende Wasser entfernt werden. Manchmal sind überhängende Felswände durch die zahlreichen kleinen Grübchen und Höhlungen ganz löcherig zerfressen; da mag nach HETTNER mehr zufälliger Austritt des Wassers, welches entlang den Wurzeln ins Gestein hinabsinkt, eine Rolle spielen. Aber auch ganz namhafte Höhlen und Überhänge von mehreren Metern Umfang können auf dieselbe Weise durch die mechanische Wirkung des Schwitzwassers zu stande kommen. Wenn die nächststehenden Quadersäulen nach und nach zusammenstürzen, werden solche Höhlen zu Felsentoren, wie sie in den Tyssaer Wänden auftreten und von denen das Prebischtor in der Sächsischen Schweiz als großartigstes Beispiel bekannt ist.

In etwas anderer Weise, zunächst durch Anwaschung vom Tage her, dann durch Ausfüllung mit Schnee und Sprengung durch Frost, wirkt die mechanische Verwitterung auf die senkrechten Gesteinsklüfte. So werden die gewaltigen Sandsteinsäulen und Quader vielleicht unter Mitwirkung der Pflanzenwurzeln losgelöst und durch die fortschreitende Unterwaschung an den Schichtfugen schließlich zu Falle gebracht. So entstehen die senkrechten in ebenflächige und kantige Säulen gegliederten Felsabstürze, wie in den Tyssaer Wänden und mehr oder weniger vollkommen an anderen Punkten.

In wundervoller Regelmäßigkeit, gleich den Kommodekästen in einem Möbelmagazin, stehen die scharfkantigen Sandsteinprismen am Gehänge des oberen Einganges der Weckelsdorfer Felsenschlucht im Heuscheuergebirge (Fig. 39). Mancher Pfeiler lehnt noch in schräger Neigung an der Wand, anscheinend bereit demnächst herabzustürzen, an anderen Stellen gingen ganze Wandpartien als unerwartete Bergstürze gleichzeitig in die Tiefe.

Wo einzelne Pfeiler früher aus der Wand herausstürzten, bildete sich eine Regenschlucht, oft einer Gruppe von Klüften folgend und eine enge geradwandige Felsengasse tief einschneidend. Zu gerundeten Felsenkesseln erweitert und immer mehr an Umfang zunehmend, verschmelzen die Regenschluchten



Fig. 39. Senkrechte Klüftung im Quadersandstein. Weckelsdorf.

allmählich mit benachbarten Kesseln, die größeren Kessel zehren die kleineren auf, während sich an den Rändern der Hauptkessel immer wieder neue kleinere Einschnitte bilden. So werden zwischen dem Ausgange der Schluchten und Kessel allmählich einzelne Felsenpfeiler und Türme losgetrennt; Regen und Wind runden die scharfen Kanten der ursprünglichen Klüftung, ebenso greift die Verwitterung stärker die Schichtfugen an und rundet die Quadern zu übereinander geschichteten Sack- und Kugelformen. Zufällige geringe Unterschiede in der Härte des Gesteins kommen hier am stärksten zum Ausdrucke und tragen bei zur phantastischen Felsgestaltung (Fig. 40). Durch die Verbindung der Felsenkessel in verschiedenem Grade und die mannigfache Gruppierung der Felsenpfeiler entstehen wirre Schluchtsysteme und förmliche Felsenlabyrinthe, in denen man ohne Führer leicht die Orientierung verliert.

Es hängt von verschiedenen Umständen ab, von der Menge des ausfließenden Wassers, von der Steilheit der Wände, von der Neigung der Schichtfugen, wie hoch sich der Schutt der abgestürzten Felsmassen am Fuße der Wand anhäufen kann. Wo reiche Wassermengen über einer Kalk- oder Mergelschichte austreten, wird der Schutt zum größten Teile entfernt werden, dann kann ein rascheres Zurückarbeiten der Wand eintreten. Wasserführende Horizonte erscheinen dann als deutliche Terrainstufen, wie z. B. in der Umgebung des Tetschener Schneeberges, wo die einzelnen Staffeln der Quaderhorizonte fast an gewisse plastische Höhenschichtenkarten erinnern. (Fig. 38). In anderen Fällen, wie z. B. im Cañon des Elbtales, verbirgt die Schuttdecke, unter welcher die Abtragung eingestellt ist, einen felsigen Sockel unterhalb der senkrechten Wand, der gelegentlich bei Straßen- oder Bahnbauten aufgeschlossen werden kann.



Fig. 40. Beispiel von Felsformen des Quadersandsteines aus der Schlucht bei Adersbach.

Durch Erweiterung der Kessel und Rückschreiten der Wände werden einzelne Berge von den höheren Tafeln abgelöst. Die zahlreichen ebenflächig abgestutzten Tafelberge über den Ebenheiten der Sächsischen Schweiz, die sogenannten „Steine“, sind als Reste einer älteren Denudationsplatte anzusehen, von der noch ein größeres zusammenhängendes Stück in der Hochfläche des Tetschener Schneeberges erhalten ist; zum Teile, aber namentlich am rechten Elbeufer, werden zu den „Steinen“ auch die basaltischen Dome und kegelförmigen Durchbrüche gerechnet, von denen, wie gesagt, der Rosenberg (616 *m*) am höchsten emporragt.

In tiefer gelegenen Landesteilen erzeugen nur kürzere Gewässer mit steilerem Gefälle enge romantische Schluchten, wie z. B. die Edmundsklamm des Kamnitzbaches bei Herrnskretschen an der Elbe. In größeren Tälern mit geringerem Gefälle, kommt die seitliche Erosion mehr zur Geltung und schafft schmälere Talböden mit grünem Baumwuchs. Es entstehen dadurch recht verschiedene Talbilder. Als echter Cañon ist die Elbe unterhalb Tetschen in das Tafelland der Kreide eingeschnitten und sie hat noch auf der Strecke von Tetschen abwärts bis Niedergrund das liegende Grundgebirge bloßgelegt (s. unten S. 236). Sehr scharf ist die obere Talkante mit den senkrechten Wänden des Labiatusquaders; streckenweise stürzen diese fast bis zum Flusse nieder, in der Regel aber bespült der Fluß die bis zur Hälfte des Gebirges hinaufreichende waldig bewachsene Schutthalde und den darunter verborgenen Felsensockel.

Sanftere Formen, mit freundlichem frischen Grün überwachsene Gehänge zeigen die Täler des ebenen Kreidegebietes von Böhmen. Große Alluvien breitet die Elbe hier über den Talboden, denn sie kann den aus dem Riesengebirge hergebrachten Schutt mit ihrem geringen Gefälle nicht weiter fördern. Die Täler ihrer Nebenflüsse soweit sie in das Kreidegebiet fallen, zeigen immer noch recht deutlich die Andeutung des Cañoncharakters mit scharfer oberer Talkante, wenn auch die Talböden relativ schmal und die Gehänge nur niedrig sind. Oft verkleidet der Schutt die Wände vollkommen und nur gelegentlich erinnert ein frischer Aufbruch an die hellfarbigen Felsgestalten der höher gelegenen Gebiete, wie z. B. die kleine Gruppe von Felsenpfeilern der „Pelitze“ im grünen Tale der stillen Adler bei Chotzen.

Wasserführung des Cenoman.

Wir sehen, daß die Wasserführung der Gesteine, ihre geringe Härte und ihre Fähigkeit Schwitzwasser abzugeben in erster Linie maßgebend ist für die Oberflächenform der Kreidegebiete; wir werden im weiteren sehen, daß namentlich die Wasserführung des Cenomans sogar auf Richtung und Entstehung der Flußläufe Einfluß ausübt.

Ein sehr auffallendes Beispiel dieser Wasserführung bildet das fast geradlinig aus Nordnordwest von Zwittau über Brüsau und Lettowitz herabziehende Tal der Zwittawa. Aufwärts gehend, verläßt man bei Lettowitz das Rotliegende und tritt in Hornblendeschiefer ein, welcher von hier an bis Chrostau (unterhalb Brüsau), d. i. durch etwa 8—9 *km* die Talsohle bildet. Über demselben lagern im Westen in zusammenhängender Decke, im Osten in vereinzelten Schollen, cenomaner Sand und auf diesem mächtiger Plänerkalkstein. Kleinere und größere Quellen entspringen aus dem Sandstein und lockern die unterste Schichte, der Pläner sinkt nach, streckenweise das Cenoman völlig mit seinen Trümmern verhüllend.

Nachdem Makowsky und Baron Schwarz die Aufmerksamkeit der Stadt Brünn auf dieses Quellgebiet und seine Verwendbarkeit für die Ver-

sorgung dieser großen Industriestadt gelenkt hatten, sind die Wasserverhältnisse der Zwittawa genaueren Untersuchungen unterzogen worden.[1])

Oberhalb Chrostau verschwindet der Hornblendeschiefer. Die Kreideformation bildet nun beide Talseiten, beiderseits erfolgen mächtige Quellausflüsse, welche nach kurzem Laufe schon selbständige Bäche bilden und auf beiden Seiten gewahrt man im großen Maßstabe das Einbrechen des mächtigen Plänerkalkes über das Ausgehende des cenomanen Sandes, so insbesondere an der Westseite nahe der Mündung des Bielabaches und im Osten unweit der Eisenbahnstation Brüsau.

Das Cenoman ist nun von beiden Seiten bis in die Talsohle herabgerückt; die Quellausflüsse dauern an, zum Teile aus dem Schwemmlande an den Rändern des Tales hervordringend. Noch etwas weiter aufwärts dürfte das Cenoman, sei es infolge des Ansteigens der Talsohle, sei es infolge einer leichten Neigung gegen Nord, bereits unter der Talsohle liegen und es ist möglich, daß die weiteren Quellausflüsse nicht mehr aus dem überfüllten Cenoman, sondern aus dem unteren Teile des zerklüfteten Plänerkalkes hervortreten.

Bei einer Verengung des Tales, an den Quellhütten bei Muslau (etwa 13—13$^1/_2$ *km* vor dem Eintritt in die Kreideformation bei Lettowitz) erfolgt der stärkste Wasseraustritt; von hier aus soll Brünn mit Trinkwasser versorgt werden.

Über die Talabhänge bei den Quellhütten ersteigt man leicht das weit ausgedehnte, mit Ortschaften und Waldparzellen überstreute, 500 *m* hohe Kreideplateau. Im Osten, am Schönhengst ist es durch den Steilabfall gegen das Rotliegende von Mährisch-Trübau begrenzt; im Westen durch die Auflagerung der Kreide auf das Urgebirge bei Swojanow. Wir befinden uns hier auf dem südlichen, keilförmigen Teile der großen Kreidetafel, welche gegen Norden rasch an Breite zunehmend, sich weiterhin über das Elbtalgebiet erstreckt. Wie überall auf den Kreidehochflächen, sind die Ortschaften wasserarm, die Niederschläge versinken im Plänerkalkstein und speisen somit das Infiltrationsgebiet der Zwittawaquellen.

Die Zwittawa mit ihren Nebenflüssen gleicht einem drainierenden Graben, der von Süden her eingeschnitten ist in die große Tafel der Kreide. Allerdings scheint bei diesem Einschneiden dem Cenoman hier eine ähnliche Rolle zuzufallen, wie am Fuße der Klippen westlich von Hâvre in Nord-Frankreich. Man kann sich vorstellen, daß der Lauf der Zwittawa oberhalb Lettowitz einer vorcretacischen Talfurche im Hornblendeschiefer entspreche. Es werden schon seit langen Zeiten in dieser Ausmuldung der Unterlage Quellausflüsse stattgefunden haben; rückschreitend mögen sie den Plänerkalk zum Absturze gebracht und dann entfernt haben, so wie sich der Vorgang noch heute offen sichtbar bei Brüsau vollzieht.

---

[1]) Insbesondere E. Tietze: Bemerkungen über das Projekt einer Wasserversorgung der Stadt Brünn aus dem Gebiete westlich von Lettowitz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLVIII, S. 179—206 und derselbe: Zur Frage der Wasserversorgung der Stadt Brünn, ebenda LI, 1901, S. 93—148.

So haben die große cenomane Transgression und eine eigentümliche, gleichsam von unten her wirkende Art der Talbildung die Bedingungen geschaffen, um Brünn reichlich mit gutem Wasser zu versorgen.

Bei weitem nicht so günstig und nicht so einfach wie für Brünn, hat die Natur die Lage der Dinge für Prag geschaffen. Auch hier wurde die Aufmerksamkeit zunächst auf die quellreichen Ränder der Kreideformation gelenkt, aber während in Brünn diese Ränder oberhalb der Stadt liegen und eine Zufuhr durch das natürliche Gefälle möglich ist, mußte man von Prag talabwärts gehen und diese Ränder zwischen den Mündungen der Iser und der Moldau in die Elbe aufsuchen, und während die Zwittawa einen natürlichen drainierenden Graben in einem weiten, zusammenhängenden Plateau darstellt, sind in der betreffenden Strecke nördlich von Prag die Ränder der Kreideformation ziemlich unregelmäßig abgetragen und das Cenoman bietet seine Wässer nicht unter so glücklichen Umständen, wie für Brünn.

Laube hat eine in vieler Beziehung lehrreiche Schilderung des untersuchten Gebietes geliefert, welcher das Folgende entnommen ist.[1])

Nördlich von der Elbe zwischen der Iser und Melnik sind drei wasserführende Horizonte vorhanden:

1. Den tiefsten bildet das Cenoman; dieser Horizont ist aber nur durch Bohrungen an der linken Seite des untersten Laufes der Iser erschlossen. Die cenomanen Wässer stehen hier unter artesischem Druck; sie sind weich und enthalten, wie dies bei tieferen artesischen Wässern nicht selten ist, geringe Mengen von Chlor.

2. Den zweiten Horizont liefern die Wässer des turonen Quadersandsteins, welche über Lagen von glaukonitischem Quadermergel gesammelt werden. Sie speisen an den Rändern des Quaderplateaus die Quellbäche von Wrutitz (Kokorschiner Tal) und Koschatek, welche unmittelbar die Elbe erreichen und geben viel Quellwasser an den Iserfluß sowie unmittelbar an die quartären Schotter ab. Die Wässer des Turon sind infolge der Berührung mit dem kalkigen glaukonitischen Mergel härter als jene des Cenoman, auch nehmen sie Eisen auf.

3. Der dritte Horizont ist das Grundwasser der quartären Schotter, verschiedenartig in seiner Zusammensetzung und bestehend aus einem Gemenge von direktem Niederschlag und von hartem Wasser des Turon.

Ein schmaler, etwa 17 *km* langer, cretacischer Rücken zieht die Elbe begleitend, von Melnik gegen Südost. Der Bach Koschatek durchschneidet ihn und der höchste, südöstliche Teil heißt Tschetschemin (234 *m*). Die Bohrungen haben gelehrt, daß dieser Rücken an seiner nordöstlichen Seite von einem Graben begleitet ist, der ihn von dem zusammenhängenden Kreidegebiete im Nordosten abtrennt. Laube nennt den Graben den Melniker

[1]) G. C. Laube. Die im Auftrage der böhmischen Sparkassa durchgeführten Vorarbeiten zur Wasserversorgung von Prag und seinen Vororten. Sitzungsber. d. Ver. „Lotos". 1899, Nr. 7.

Graben und meint, man dürfe noch weiter gegen Südost in den Kreideinseln von Alt-Prerau und Sadska Fortsetzungen des Tschetschemin vermuten. In diesem Falle dürfte sich ein Zusammenhang zwischen dem Melniker Graben und der oben erwähnten Senkung an der Westseite des Eisengebirges ergeben (s. S. 150).

Der nordwestliche Teil des Melniker Grabens enthält beträchtliche Mengen des gemischten Grundwassers. In demselben wurde bei Klein-Aujezd versuchsweise eine Pumpstation errichtet. Die schließlichen Anträge der Techniker haben in erster Linie die Grundwässer bei Lissa und bis Tschetschetitz in einem südlichen Teile des Grabens ins Auge gefaßt.

VI. Abschnitt.

Tertiäre Sedimente und Eruptionen im Süden der erzgebirgischen Senkung.

Allgemeine Verbreitung der tertiären Sedimente und Vulkane. — Nordböhmische Braunkohlenbildungen. — Flötzstörungen und Bergbau im Teplitzer Becken. — Eruptivgesteine im Mittelgebirge. — Essexit von Rongstock. — Phonolithlaccolithen. — Gänge. — Ergüsse und lose Auswurfsmassen. — Das Duppauer Gebirge. — Kammerbühl und Eisenbühl.

Allgemeine Verbreitung der tertiären Sedimente und Vulkane.

In wunderbarem Gegensatz zum einförmigen und ungegliederten Rücken des Erzgebirges und zu den hellen, leicht abbröckelnden, steilen und splitterigen Wänden des Kreidegebirges stehen vereinzelte oder zu Gruppen und Höhenzügen vereinigte Kuppen und Kegel, welche das Produkt der in ganz Europa bemerkbaren lebhaften Eruptionsepoche der mittleren Tertiärzeit sind. Die bedeutendsten Magmamassen liegen in der Senke, welche vom Erzgebirgsrande und von den oben erwähnten Brüchen in der Kreide nächst dem Egertale und bei Auscha begrenzt wird; sie setzen das breite Duppauer Gebirge und die vom Elbtale durchschnittene Kuppenreihe des böhmischen Mittelgebirges zusammen. Sie überlagern und durchbrechen die kristallinische Unterlage, die hier vorwaltend kalkigen Bildungen der Kreide und zum größten Teile auch die Süßwasserbildungen des Oligocän und Miocän, welche als Ebenen die Zwischenräume in der Senke zwischen den Eruptivkuppen ausfüllen. So trennen die Ergüsse des Duppauer Gebirges das Becken von Teplitz, Brüx und Komotau von den westlichen Braunkohlenbildungen, welche wieder durch den alten Schieferrücken von Maria-Kulm in zwei gesonderte Becken, das von Falkenau und das von Eger, getrennt sind. Man kann sich vorstellen, daß eine Gruppe von Süßwasserseen von viel größerem Umfange, als ihn die heutige Verbreitung der jungen Kohlenbildungen des nördlichen Böhmen anzeigt, über diese Strecken ausgebreitet

war; reiche subtropische Laubwälder, bevölkert von großen Säugetieren, umgaben ihre Gestade, und an ihren Rändern sowie aus ihrer Mitte erhoben sich die vulkanischen Berge. Die heutige immer noch recht anmutig gegliederte Landschaft erscheint als ein Rest einstiger, viel reicherer Oberflächengestaltung. Noch immer ist der Gegensatz zwischen Berg und Seegestade nicht ganz verwischt, und wenn auch die ehemaligen Gipfel- und Kraterformen, nun durch die Erosion völlig zerstört, ehemals zusammenhängende Ergüsse in Deckentrümmer aufgelöst, die innere Struktur der eruptiven Aufschüttungen bloßgelegt und die Gänge aus den Sedimenten und Tuffen herauspräpariert worden sind, so wirken doch die zahlreichen regelmäßigen und steilen Kegelberge vielleicht ähnlich in der Landschaft wie die Umrisse der alten Vulkane. Gerade die höchsten Erhebungen bilden im allgemeinen die regelmäßigsten Kegel (Mileschauer [835], Kletschen [704], Lausche [797]). Vereinzelte kleinere Berge besitzen häufig felsigere, eigenartigere und weithin kenntlichere Physiognomien (wie z. B. der Borschen bei Bilin, die Hasenburg bei Klappai, der Tollenstein bei Georgswalde, die beiden Bösige bei Hirschberg und viele andere). Laub und Nadelbewaldung auf den höheren Kuppen im Wechsel mit dem frischen Grün zahlloser Obstbäume und Hopfenfelder auf den Gehängen machen das böhmische Mittelgebirge zum Garten des Böhmerlandes.

Die südwestlichsten Ausläufer der Basaltaufbrüche befinden sich in Bayern bereits jenseits der Fichtelgebirgsrandspalte, am Parkstein westlich von Neustadt an der Waldnaab, dann bei Kemnath und am Rauhen-Kulm an der Heidenaab. Größere Ausbreitungen von Basalten und Basalttuffen beschrieb Gümbel aus dem Reichsforste im Fichtelgebirge westlich von Waldsassen. Die Tuffmassen setzen sich fort bis an den Rand des Beckens von Eger, wo bei Kiensberg und dann am Eisenbühl bei Albenreuth, knapp an der österreichischen Grenze, ferner am Plattenberge bei Liebenstein und an anderen Punkten über den Graniten des Fichtelgebirges wieder selbständige Aufbrüche angetroffen werden. Aus den flachen Bodenwellen zwischen Eger und Franzensbad erhebt sich nicht hoch, aber weithin sichtbar der berühmte Kammerbühl.

Wo sich das Becken von Falkenau zwischen den Graniten des Erzgebirges und den Graniten des Kaiserwaldes verengt, breiten sich über diese und über das Tertiär die mächtigen Basaltergüsse des Duppauer Gebirges aus; breit querliegend versperren sie die Niederung zwischen beiden Horsten und indem sie auf beide Horste weit übergreifen, verwischen sie deren orographische Begrenzung. Die Eger hat das Gebirge in einem engen Tale durchschnitten, um aus dem Falkenauer in das Saaz-Komotauer Tertiärbecken zu gelangen, und dabei die aus Gneis und Granulit bestehende Unterlage bloßgelegt. In der Nähe des Egertales sind einzelne Deckenteile in Form von rundlichen Kuppen über dem Gneis von der Hauptmasse losgelöst; sie ziehen sich bis auf das Gehänge des Erzgebirges und führen hinüber zu den Eruptivkuppen und Tuffvorkommnissen in der Umgebung von Joachimstal, die bereits den Eruptionen

innerhalb des stehengebliebenen, kristallinischen Horstes angehören. Ebenso setzen sich die eruptiven Durchbrüche von der Duppauer Masse gegen Südwest fort über den Granit des Karlsbader Gebirges. Sehr auffallende Phonolithberge sind der Engelhauser Schloßberg und der Schömitzstein zwischen Karlsbad und Gießhübl-Puchstein. In der Nähe von Karlsbad herrschen Basalte; prächtige dunkle Gänge in Granit sind am Gipfel des Veitsberges aufgeschlossen; sie umhüllen verglaste Trümmer von Granit. Einzelne Kuppen sind über das Urgebirge verstreut, sowohl in der Richtung gegen Gießhübl-Puchstein die Eger abwärts als auch südwärts in der Richtung gegen Petschau und westwärts gegen Ellbogen.



Fig. 41. Der Brüxer Schloßberg (Phonolith) und Blick auf die Reihe der Phonolithkuppen gegen Osten; hintereinander stehen der Spitzberg, der Schladnigberg, der Sellnitzer Berg und der Borschen; in weiter Ferne das Mittelgebirge.

Gegen das Becken von Saaz-Komotau dacht die Duppauer Masse steil ab, entsendet aber auch von hier über Kaaden gegen Priesen einige Ausläufer, welche die Verbindung mit dem Mittelgebirge herstellen. Vom Breitenberge und vom Schloßberge bei Brüx zieht durch die Ebene eine Reihe von auffallenden phonolithischen Kegelbergen: der Spitzberg, der Schladnig-Berg, der Sellnitzer Berg und der felsige Phonolithklotz des Borschen bei Bilin, in dessen Nähe aus dem Gneis der bekannte Säuerling hervorsprudelt. Ähnliche Kuppen, wie z. B. der phonolithische Schloßberg von Teplitz, oder auch weniger in die Augen fallende eruptive Ausbrüche werden gegen Nordost immer häufiger und schließen sich bald zur gemeinsamen Erhebung des Mittelgebirges zusammen, welches in dem Phonolithkegel des Mileschauer oder Donnersberges

(335 *m*) seine höchste Erhebung erreicht. Ganz ähnliche Kegel umstehen rings diesen Kulminationspunkt, wie z. B. der Kletschenberg (705 *m*) bei Schima, der Klotzberg (664 *m*) und der Wostrey (552 *m*) im Süden, ferner die Radelsteine (749 *m*) im Südwesten, im Westen gegen die Elbe vorgeschoben, auffallender durch seine Isolierung der Loboschberg (572 *m*) bei Lobositz und dazwischen noch mancher andere, selbständige Gipfel.

Eine Einsenkung bestehend aus Tertiärbildungen, welche von Teplitz über Karbitz gegen Aussig zieht, trennt diesen höchsten und gipfelreichsten Teil des Mittelgebirges von dem mehr plateauförmigen, aber dennoch recht stark kupierten Gebiet nördlich von Aussig, welches durch das tiefe Tal von Königswalde und Eulau von dem erzgebirgischen Abbruche geschieden wird; einzelne Basaltkuppen liegen aber noch jenseits des Tales, schon innerhalb der Bruchzone, und knapp am Rande der Kreidetafel des Tetschener Schneeberges.

In sanft gewundenem Laufe zerteilt die Elbe zwischen Lobositz und Tetschen das Mittelgebirge in zwei nahezu gleichgroße Hälften. Von den undeutlichen, meist durch eruptive Deckenergüsse vorgezeichneten terrassenartigen Hochflächen mit den diluvialen Schottern, bis gegen 160 *m* über dem heutigen Talboden, stürzen die Gehänge beiderseits recht steil, oft felsig und wild zerrissen zum Flusse nieder. Bei Czernosek und Lichtowitz unterhalb Lobositz sowie im linken Seitentale von Wopparn ist die kristallinische Unterlage bloßgelegt. Steile Schluchten führen innerhalb des Gebirges zur Elbe nieder und enthüllen die verwickelte Verbindung von Sedimenten, Ergüssen und Tuffen mit in der Tiefe erstarrten Nachschüben und mannigfaltigen Gangbildungen. Zahlreiche Fabriksschlote, deren dunkle Rauchwolken weithin über die Berge steigen, die lebhafte Schiffahrt, die namentlich von der blühenden Industriestadt Aussig abwärts lange Reihen von Braunkohlenschiffen nach Deutschland fördert, sowie die Eisenbahnzüge, die auf beiden Ufern den Hauptverkehr zwischen der österreichischen und der deutschen Hauptstadt vermitteln, gesellen zu dem anmutigen Landschaftsbilde noch den Eindruck des materiellen Wohlstandes und hohen industriellen Lebens.

Das Mittelgebirge im Osten der Elbe, eine etwas geschlossene Hochfläche von abgetragenen Eruptivmassen und Ergüssen, wird durch tiefe, gegen Nordwest zur Elbe führende Täler, vor allem durch das Polzental bei Tetschen, in breite Rücken zerteilt. Die aufgesetzten Kuppen (z. B. Warhoscht [640 *m*], Wostrey [585 *m*]), erreichen an Höhe nicht ganz die westlichen Gipfel. Über Leipa, Haida und Kreibitz vollzieht sich abermals die Auflösung des Gebirges in einzelne Kegelberge, welche dem ansteigenden Kreideplateau aufgesetzt sind; zu den auffallendsten gehören der Kleis bei Haida (755 *m*), der Tannenberg (770 *m*), die Finkenkuppe (789 *m*) und knapp an der Landesgrenze erhebt sich der steile Kegel der Hohen Lausche (791 *m*) am Rande des bewaldeten Kreideplateaus und blickt weithin über das reich bevölkerte granitische Tiefland von Rumburg und Zittau.

Der Elbbruch ist aber keine Grenze für die Verbreitung der jungen Eruptivgesteine. In gleicher Weise sind die Basalt- und Phonolithvorkommnisse

ausgestreut über die tieferen Gebiete von Rumburg, Zittau und Friedland wie über die Granite und die paläozoische Vorstufe des Riesengebirges, und in gleicher Weise werden wir sie wiederfinden als vereinzelte Gänge oder auch als Reste von Ergüssen weit im Osten innerhalb der schlesischen und mährischen Sudeten und bis in das Steinkohlengebiet von Ostrau.

In gleicher Weise sind auch die eruptiven Durchbrüche über die nördliche und über die südliche Grenze der erzgebirgischen Senke weithin ausgestreut. Immer noch recht zahlreich sind die Basaltvorkommnisse im Erzgebirge, hie und da als weithin sichtbare Kuppen den flachen Wellen des Urgebirges aufgesetzt, wie z. B. der Spitzberg bei Gottesgab (1089 *m*) oder der Geising bei Altenberg oder der Spitzberg bei Schönwald (719 *m*) ganz im Osten, wo die Basaltmassen die Ausläufer der Kreide überflossen haben.

Von den Höhen des Mittelgebirges oder von den Gehängen des Jeschken schweift der Blick südwärts über die zahlreichen Kuppen, welche auf der weiten Ebene der Kreideformation regellos umherstehen; scharf zeichnen sich ihre Umrisse gegen den Horizont, auch in der äußersten, blassen Ferne. Einzelne charakteristische Bergformen wird man von verschiedenen Aussichtspunkten leicht immer wiedererkennen, wie z. B. die Hasenburg bei Klapai mit ihrem Ruinenturm (417 *m*), die beiden Bösige bei Weißwasser (600 *m*), den Dewin (437 *m*) und den Hirschberg (474 *m*) bei Hühnerwasser und Aicha, vor allen aber dominiert der Rzip oder Georgsberg (459 *m*). Weit vorgeschoben gegen die Landeshauptstadt, ragt er als bewaldeter breiter Dom hoch über die Plateaus der Mallnitzer Schichten Raudnitz und gewährt einen herrlichen Ausblick über die Ebene, über die weiten Krümmungen der Elbe und über die Schar der Eruptivkuppen und Gebirgskämme des Nordrandes von Böhmen.

Eine der bemerkenswertesten Erscheinungen unter den Eruptivprodukten der Kreidetafel ist die sogenannte Teufelsmauer zwischen Oschitz und Böhmisch-Aicha, ein Gang von Nephelinbasalt, der nahe dem Abbruche des Jeschkengebirges nordwestlich von Liebenau beginnend, sich gegen Südwest als 5—10 *m* hohe Mauer und als Haufwerk von säulenförmigen Basalttrümmern bis zum Dorfe Krzidei und von hier weiter als ausgewitterte Furche über Hühnerwasser bis gegen den Bösig, im ganzen 20 *km* weit verfolgen läßt. Seine Richtung ist Nordost-Südwest, also senkrecht auf den nahen Sudetenbruch. Er wird von einem zweiten, weniger auffallenden und kürzeren (6 *km*) Basaltgange in paralleler Richtung zwischen den Dörfern Jawornik und Budikow begleitet.[1])

Gegen Südwest werden vereinzelte Basaltdurchbrüche noch weit verstreut in dem Urschiefer und in den Steinkohlengebieten bei Neumarkt und Manjetin angetroffen, ja vielleicht reichen die äußersten Ausläufer noch bis nahe an das paläozoische Kalkgebiet von Mittelböhmen in der Nähe von Beraun (s. oben S. 146). Auch im Südwesten treten Basalte noch weit entfernt von dem zusammenhängenden Eruptivgebiete auf. Hieher gehören

[1]) F. Wurm. Die Teufelsmauer zwischen Oschitz und Böhmisch-Aicha, 8°; Böhmisch-Leipa 1884.

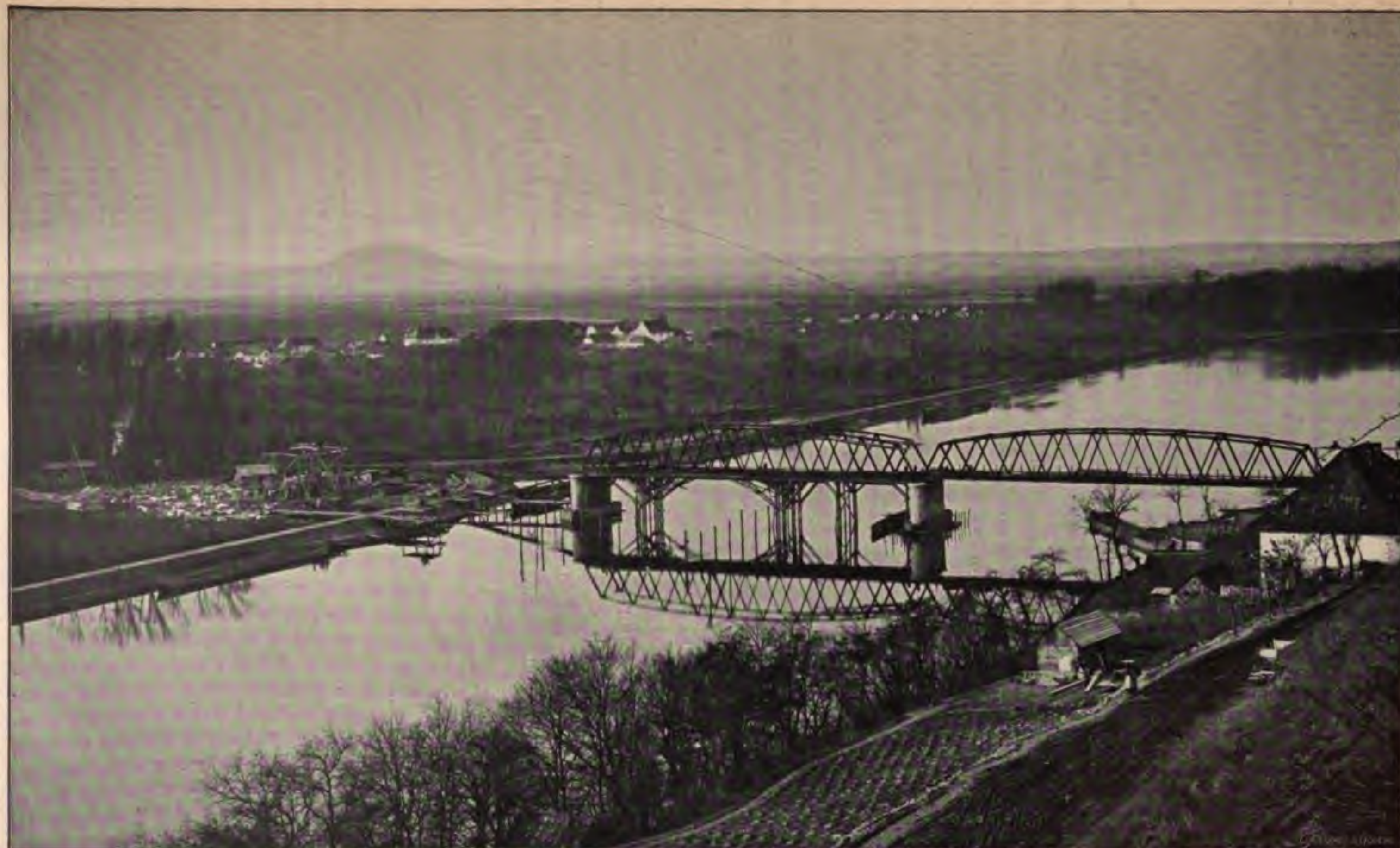


Fig. 42. Die Kreide-Ebene bei Melnik an der Elbe, im Hintergrunde die Basaltkuppe des Georgsberges (Rzip) bei Raudnitz.

die Basaltkuppen von Sobotka, von Eisenstadtl und Walditz bei Jitschin und südlich von Neu-Paka; ferner noch die weit entlegene Gruppe von Basaltgesteinen bei Pardubitz, der Nephelintephrit des Kunjetitzer Berges[1]) und die oben erwähnte Basalttuffbreccie bei Pardubitz, der Spojler Limburgitgang und als äußerstes Vorkommen einige Kuppen südlich von Lusche bei Skutsch, knapp am Rande des Eisengebirges.

Nordböhmische Braunkohlenbildungen.

Die folgende Besprechung des Landstriches im Süden des Erzgebirgsbruches lehnt sich an die Darstellungen von A. E. Reuss, Jokély, Laube[2]) und Hibsch. In diesem Gebiete haben sich zwei besondere geologische Prozesse selbständig, wenn auch mit großen und nicht zusammenfallenden Unterbrechungen, nebeneinander vollzogen; der eine Prozeß ist die Bildung der Sedimente in tertiären Süßwasserseen und der zweite umfaßt die vulkanischen Vorgänge, durch welche das Mittelgebirge aufgebaut worden ist. Nebenher ereigneten sich tektonische Veränderungen, namentlich die Erweiterung und Ausbildung des Grabens an der Südseite des Erzgebirges.

Die Bildung eines ersten ausgedehnten Sees fällt in die Oligocänzeit (tongrische und aquitanische Stufe); seine Sedimente sind im ganzen nordwestlichen Böhmen weit verbreitet, von den Gehängen des Fichtelgebirges bis in die Lausitz. Einzelne Lappen ähnlicher Bildungen sind auch auf die Höhe des Erzgebirges und des Karlsbader Gebirges, außerhalb der heutigen zusammenhängenden Tertiärmulden, verstreut und lassen vermuten, daß die Ausdehnung dieser älteren Seen weit umfangreicher gewesen ist, als die Flächen der heutigen Braunkohlenbecken. Spätere Senkungen zeichneten im großen ganzen die Umrisse für die weniger ausgedehnten Seen des Miocän (helvetische Stufe) vor, welches im Osten das Teplitzer Becken über Saatz, Komotau und Bilin bis Podersam und Kaaden, und im Westen das Becken von Karlsbad und Falkenau sowie das nordsüdlich gestreckte Becken von Eger mit der Franzensbader Bucht ausfüllt.

---

[1]) K. Hinterlechner. Über Basaltgesteine aus Ostböhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Bd. I, 1900, S. 469—526.

[2]) A. E. Reuss. Geognostische Skizzen aus Böhmen. I. Die Umgebung von Teplitz und Bilin. II. Kreidegebiete des westlichen Böhmen. 1840—44. Prag u. Teplitz. — Geognostische Skizze der Umgebung von Karlsbad, Marienbad, Franzensbad. Löschner. Balneol. Beitr. Bd. I, 1863. — Die Gegend zwischen Komotau, Saaz, Raudnitz und Tetschen in ihren geognostischen Verhältnissen. Ebda. II, Prag 1864. — Die geognostischen Verhältnisse des Egerer Bezirkes und des Ascher Gebietes in Böhmen. Abh. d. geolog. Reichsanstalt 1852, Bd. I, Abteil. I. — J. Jokély. Das Leitmeritzer vulkanische Mittelgebirge. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1858, Bd. IX, S. 398. — Die Tertiärablagerungen des Saazer Beckens und der Teplitzer Bucht, ebenda S. 19. — Die tertiären Süßwassergebilde des Egerlandes und der Falkenauer Gegend in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1857, Bd. VIII, S. 466. — Zur Kenntnis der geologischen Beschaffenheit des Egerer Kreises. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt Bd. VII, 1856, S. 479 und Bd. VIII, 1857, S. 1. — G. C. Laube. Geologische Exkursionen im Thermalgebiete des nordwestlichen Böhmen. Leipzig 1884.

Die Unterscheidung einer vorbasaltischen und einer nachbasaltischen Braunkohlenbildung, wie sie früher angenommen wurde, hat heute ihre Gültigkeit verloren, denn die Eruptionen nehmen neben der Bildung der Absätze nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich einen viel größeren Umfang ein. Wenn auch das Maximum der basaltischen Eruptionen beiläufig zwischen die beiden Hauptflötzbildungen, die aquitanische und die untermiocäne hineinfällt, so darf doch diese Scheidung bei weitem nicht die Schärfe beanspruchen, welche man ihr beim Beginne der betreffenden Studien zuzuschreiben geneigt war.[1]) Es sei nur daran erinnert, daß sich der Kammerbühl über die allerjüngsten miocänen Letten des Egerer Beckens erhebt und dieselben durch seine Auswürflinge rot gebrannt hat.

Eine ziemlich sichere Abgrenzung und genauere Altersbestimmung konnte bezüglich der Flötze der beiden Stufen neuestens im Osten, im Mittelgebirge und im Teplitzer Becken durchgeführt werden.[2]) Glückliche Fossilfunde im Liegenden des Hauptflötzes bei Skyritz südlich von Brüx (Tapirus helveticus, Aceratherium lemanum, Helix Mattiaca, Planorbis dealbatus) haben unzweifelhaft das untermiocäne Alter dieser Ablagerung dargetan. Dem Hauptflötz gleichzustellen sind die Kohlenflötze bei Schwaz, Schallan und Wohontsch über dem östlichen Rande des Beckens, obwohl der unmittelbare Zusammenhang durch mehrere staffelförmige Verwerfungen bis zu 75 *m* Sprunghöhe unterbrochen ist.[3]) Früher waren sie den Flötzen des östlichen Mittelgebirges gleichgestellt worden. Diese letzteren gehören den oligocänen Tonen und Sanden mit concretionären Quarzitblöcken an, welche zu beiden Seiten der Elbe zwischen die oberturonen Cuvieri-Mergel und basaltische Tuffe und Ergüsse eingeschaltet sind und von verschiedenartigen Eruptivgängen unterbrochen werden. Auf diese wenig mächtigen Flötze wird an vielen Punkten, wie besonders bei Salesl südlich von Groß-Priesen, bei Wernsdorf und Taucherschin, bei Markersdorf und Luschin im Nordosten und bei Hlinai im Süden mit sehr wechselndem Erfolge der Abbau betrieben. Bestimmend für das Alter dieser mittelgebirgischen Flötze sind Säugetierfunde aus den Gruben von Lukowitz und Markersdorf geworden (Anthracotherium magnum, Aceratherium).[4])

---

[1]) D. Stur. Studien über die Altersverhältnisse der nordböhmischen Braunkohlenbildung. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 437—464.

[2]) Eine untermiocäne Fauna aus dem Teplitzer Braunkohlenbecken von M. Schlosser nebst Bemerkungen über Alters- und Lagerungsverhältnisse der nordböhmischen Braunkohlenlager von J. E. Hibsch. Wien, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 1902.

Ich bin Herrn Prof. Hibsch zu großem Danke verpflichtet, da er mich noch vor dem Erscheinen der Arbeit mit dem Inhalte derselben bekannt gemacht hat.

[3]) J. E. Hibsch. Über die Lagerungs- und Altersverhältnisse der nordböhmischen Braunkohlenablagerungen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt Bd. LI, 1901, S. 87.

[4]) G. Laube. Synopsis der Wirbeltierfauna der böhmischen Braunkohlenformation in: Beiträge zur Kenntnis der Wirbeltierfauna der böhmischen Braunkohlenformation, herausg. v. d. Ges. z. Förderung deutscher Wissenschaft u. s. w. Prag 1901 und Anhang v. M. Schlosser.

Der größte Teil der Sedimente, wenn nicht die ganze Serie, welche das eigentliche Teplitzer Becken ausfüllt, gehört, wie gesagt, zur jüngeren, miocänen Ablagerung. Das Liegende bilden lockere oder harte quarzitische Sandsteine (Braunkohlensandstein) mit wenigen, aber hie und da recht reichen Fundpunkten von Pflanzen und Süßwasserschnecken. Es sind Blätter von Dikotyledonen, Koniferenzapfen, seltener auch Palmenreste; sie treten hauptsächlich am nördlichen Beckenrande zu Tage. Eingelagert oder aufgelagert sind dem Sandsteine bunte Tone, welche bei Priesen unweit von Bilin die zahlreichen Blattabdrücke enthalten. Sie mögen bereits zur Gruppe der kohlenführenden Schiefertone gerechnet werden, welche in der Gegend von Saaz wegen ihrer besonders mächtigen Entwicklung einschließlich der zahlreichen Einschaltungen von hellen Quarzsanden und Pyritschiefern als „Saazer Schichten“ bezeichnet werden. Als besondere Bildungen sind noch die Diatomeenschiefer (Polierschiefer) des Trippelberges von Kutschlin bei Bilin und die Alaunschiefer von Komotau zu nennen.

Unmittelbar über diesem Komplexe liegt das mächtige Braunkohlenflötz, welches den hauptsächlichen Kohlenreichtum des nördlichen Böhmen ausmacht. Auf weite Strecken etwa 8—12 *m* mächtig, schwillt es stellenweise, wie z. B. bei Oberleutensdorf, bis zu 30 *m* an, ja in der Gegend von Bilin erreicht es selbst 40 *m* Mächtigkeit, wobei freilich schwächere Zwischenmittel mit in die Ziffer einbezogen sind; stellenweise nehmen die Zwischenmittel zu und das Flötz teilt sich dann in drei schwächere Einzelflötze.

Über dieser großen Anhäufung von fossilem Brennstoff folgt eine wechselvolle Serie von Letten und Schiefertonen und schwächeren Kohlenschmitzen. Ihnen ist im Brüxer und Teplitzer Gebiete in unregelmäßigen Linsen, wasserdurchlässiger und fließender, feiner Sand, der sogenannte Schwimmsand, eingeschaltet, der gefährlichste Feind des Bergbaues. Die größte Zahl der Pflanzenreste, welche für die Altersbestimmung der Braunkohlenbildungen verwertet wurden, stammt aus diesen Hangendschichten.

Über diesen 60 bis 150 *m* mächtigen Hangendschichten liegen noch die feuerfesten Tone von Preschen nordwestlich von Bilin mit zahlreichen Fischen und Reptilien. Früher für älter gehalten, müssen sie jetzt nach ihrer Lagerung als das jüngste untermiocäne Glied der Schichtserie gelten.

Vermutlich durch den Brand von Kohlenflötzen, welche auch in früherer Zeit durch Gebirgsbewegung Selbstentzündung erlitten haben, oder vielleicht auch unter Einwirkung der Basaltströme und Tuffe sind die sogenannten „Erdbrände“ oder „Brandschiefer“ entstanden. Die Tone und Letten im Hangenden des Flötzes, häufig nahe dessen Ausgehendem, sind rotbraun gebacken oder schwarz gebrannt, hart, stengelig, schiefrig, oft in roten Toneisenstein oder violette jaspisartig dichte Gesteine verwandelt. Wegen ihrer größeren Härte ragen sie oft als kleine Hügel über die umgebenden Tone empor; das Flötz scheint in ihnen manchmal nur durch eine tuffartige Aschenlage vertreten zu sein. Ihre Hauptverbreitung besitzen sie im Teplitzer Becken, und zwar im Süden in der Anlehnung an das Mittelgebirge, südlich von Bilin,

an verschiedenen Punkten, dann bei Sobruschan östlich von Dux, von hier über den Wacholderberg bis Teplitz ostwärts ziehend; auch im Mittelgebirge selbst in der Nähe der Kohlenlager bei Schwaz und Krupai in der Nähe von Aussig u. a. a. O. erscheinen weniger ausgedehnte Vorkommnisse. In den westlichen Becken finden sich Erdrände seltener und in beschränkterer Ausdehnung, wie z. B. bei Lessau und Zedlitz nördlich von Karlsbad und zwischen Kulm und Falkenau.

Mittelmiocäne Bildungen treten im Teplitzer Becken nur in sehr beschränkter Verbreitung auf. In einer kleinen Mulde unmittelbar auf dem Turon liegen die weißen und hellgelben Süßwasserkalke von Tuchorschitz und Groß-Lippen südlich von Postelberg und östlich von Saaz. Lagenweise sind sie sehr reich an Schneckenschalen und anderen Fossilien, unter denen jedoch Pflanzenreste seltener sind. Wie Reuss gezeigt hat, sind sie dem Landschneckenkalke von Hochheim bei Mainz gleichzustellen.[1])

Im Becken von Karlsbad und Falkenau ist der auf den tieferen Schichten umgehende Bergbau nur von geringerer Bedeutung. Das Liegende bilden hier ähnliche Sandsteine wie im Teplitzer Becken, jedoch mit bedeutend weniger mächtigen Moor- und Pechkohlenflötzen. Von Elbogen her sinken diese Sandsteine nordwärts unter die jüngeren Tone mit den Lignitflötzen, welche die Mitte der Mulde einnehmen. Ein zweiter Streifen von Sandstein folgt dem Nordrande des Beckens am Südfuße des Erzgebirges und bei Sittengrün scheint sich über den Sattel dieses Rückens eine Verbindung zwischen dem Braunkohlensandstein des Falkenauer Beckens mit dem gleichen Sandsteine herzustellen, der von hier an nordwärts oft nur als loses Blockwerk von conglomeratartigem und eisenschüssigem Gestein, als tiefstes Glied die jüngeren Ablagerungen des Beckens von Eger umsäumt.

Ablagerungen dieser älteren Stufe finden sich auch noch überdies auf der Granithochfläche des Karlsbader Gebirges zum Teil nur als Blockwerk von Braunkohlensandstein, wie östlich von Karlsbad zwischen Engelhaus und dem Tepltale, und südlich von Karlsbad auf den Höhen in der Umgebung des Veitsberges. Die Ströme und Tuffe, welche sich von der Duppauer Masse her über den Granit von Karlsbad ausbreiteten, haben Sande und stellenweise auch abbauwürdige Flötze, wie am Steinberge bei Donawitz und am Traben bei Troskau, mit ihrer schützenden Decke überzogen.

Der Bildungsepoche dieser Braunkohlensandsteine ist eine beträchtliche grabenförmige Einsenkung nachgefolgt, welche bald in der stärkeren Neigung der Schichten bald in staffelförmigen Abbrüchen und in der Beschränkung der jüngeren Sedimente auf das heutige Becken, ohne Übergreifen auf den höheren Granitrücken, ihren Ausdruck findet.[2])

[1]) A. E. Reuss. Fossile Ostrakoden und Mollusken der tert. Süßwasserschichten im nördlichen Böhmen. Palaeontographica 1852. — Die foss. Mollusken der tert. Süßwasserkalke Böhmens. Sitzungsber. d. kaiserl. Akad. d. Wissenschaft XLII, 1860. — G. Bruder. Die Gegend von Saaz. Programm d. k. k. Staatsgymnasiums, Saaz pro 1892—93.

[2]) Laube. Geologische Exkursionen S. 96.

Diese jüngeren Sedimente sind unzweifelhaft Miocän. Ihre wichtigste Vertretung finden sie in dem oberen mächtigen Lignitflötze von Falkenau und den begleitenden Schiefertonen, welche in weit weniger gestörter Lagerung die Mitte der beiden Becken von Eger und Falkenau ausfüllen. Die nun freilich teilweise aufgelassenen großartigen Tagbaue beim Bahnhofe von Falkenau beruhen auf diesem jüngeren Lignitflötz; die tiefere Gaskohle, die ältere Stufe, wird an derselben Stelle durch Schächte gefördert. Im Egerer Becken wird das Lignitflötz nur am Ostrande bei Königsberg abgebaut.

Über diesen Flötzen folgt, besonders im Egerer Becken sehr mächtig entwickelt, die Stufe der Cyprisschiefer, eine sehr wechselreiche Folge



Fig. 43. Tagbau auf das Lignitflötz des Franzensbader Beckens, Tochlowitz bei Königsberg.

von Schiefertonen, Sanden und Letten, welche stellenweise ganz außerordentliche Mengen von Schälchen des Muschelkrebses Cypris angusta Reuss enthält. Neben zahlreichen Resten von Süßwasserfischen, Batrachiern, Vögeln, Insekten und Pflanzenabdrücken ist vor allen *Mastodon angustidens Cuv.* als leitendes Fossil des Miocän zu nennen.

Flötzstörungen und Bergbau im Teplitzer Becken.

Während die Flötzbildungen innerhalb des Mittelgebirges durch die Eruptionsvorgänge aufs mannigfachste zerstückelt sind, bilden sie unter der Ebene eine mehr zusammenhängende muldenförmige Ablagerung. Dem Rande des Erzgebirges und den vorgelagerten Kreideschollen im Norden und den durch die kristallinischen Vorkommnisse im Süden angedeuteten Umrissen des

Beckens folgt rings der Ausbiß des Kohlenflötzes; gegen die Mitte des Beckens und gegen das Muldentiefste nimmt das Flötz im allgemeinen an Mächtigkeit zu.

Der große erzgebirgische Porphyrzug, welcher von Sachsen her südwärts ziehend zwischen Klostergrab und Graupen unter der Kreide und den Braunkohlenbildungen verschwindet, findet seine Fortsetzung in den Gesteinen, auf welchen die Stadt Teplitz steht, und den umgebenden Hügeln von der Stephanshöhe im Osten bis zum Dorfe Janegg im Westen. Dazu kommt noch ein kleiner Aufbruch von Porphyr am Luisenfelsen bei Weißkirchlitz, etwa am halben Wege zwischen Teplitz und dem Erzgebirgsrande. Kleine Plänerschollen begleiten den Porphyraufbruch. Die Phonolithkuppe des Teplitzer Schloßberges vermittelt ihrerseits wieder den Anschluß an die Hügelreihen des Mittelgebirges. Die Einengung des Braunkohlengebietes auf nur etwa 4 *km*, welche auf diese Weise zwischen dem Porphyr des Erzgebirges und den Teplitzer Porphyrhügeln zu stande kommt und die kleinere Braunkohlenmulde von Karbitz und Mariaschein abschnürt von dem großen Teplitz-Dux-Komotau und Saazer Becken, stellt zugleich einen Streifen seichter Lagerung oder einen unterirdischen Sattel der Flötzbildungen dar. Hier zwischen Eichwald und Teplitz sinkt das Flötz nur bis auf 75 *m*, südlich von Kosten nur 25 *m* unter die Oberfläche hinab, während es im Britanniaschachte bei Mariaschein südlich von Graupen erst in 156 *m* Tiefe erreicht wurde. Im Teplitzer Becken liegt das Muldentiefste bei Oberleutensdorf und Ratschitz in mehr als 35 *m*. Entsprechend dem steileren Einfallen (8°—36°) und den zahlreicheren Verwerfungen ist das Muldentiefste allenthalben bedeutend dem Erzgebirge genähert.

Überhaupt kommt das Absinken des Flötzes nicht allein durch das Einfallen, sondern auch durch die zahlreichen Verwerfungen von wechselnder aber meist nur geringer Sprunghöhe zu stande. Es muß wohl zweifelhaft bleiben, ob sie alle als eigentliche tektonische Störungen, vergleichbar den Brüchen am Rande des Erzgebirges, aufgefaßt werden können. Der eigentümliche bogenförmige, selten auf große Strecken in gleicher Richtung anhaltende Verlauf, mit dem sie häufig den Inseln älteren Gebirges oder den Eruptivkuppen ausweichen, die Art und Weise ihrer Verzweigung lassen es zweifelhaft erscheinen, ob sie überhaupt in das liegende, ältere Gebirge fortsetzen. Wahrscheinlich sind sie nur die Äußerung eines allgemeinen Zusammensinkens der tertiären Schichtmasse, welche in der Muldenmitte, im mächtigsten Teile des Schichtkomplexes, den größten Betrag ausmacht und so ein staffelweises Abbrechen von den Rändern her zur Folge hat.

Schwächere Störungen geben sich innerhalb des Flötzes als sogenannte Rußklüfte, Rußkämme oder Rußschwielen kund. Als offene Wege für den plötzlichen Zutritt der Grund- oder Tagwässer oder auch als Veranlassung zur Selbstentzündung des Kohlenflötzes sind sie für den Bergbau häufig von Wichtigkeit. Sogenannte Lettenkämme entstehen durch Kombinationen von Verwerfungen im entgegengesetzten Sinne, so daß horstartig aufragende Rücken von verdrücktem Schieferton das Flötz in störender Weise unterbrechen.

Das Flötz in der Tiefe ist bestimmend geworden für die landschaftliche Physiognomie, welche die Ebene heute darbietet. Freilich hat sich das Bild erst in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts entwickelt; seit der Eröffnung der Aussig-Teplitzer Eisenbahn (1869) datiert der enorme Aufschwung der nordböhmischen Braunkohlenproduktion; der Ertrag war vom Beginne bis zum Ende des XIX. Jahrhunderts um das 750fache gestiegen. Von irgend einer der umliegenden Höhen sieht man nun den Rauch aufsteigen von ungezählten Fabriksschloten und Schachtanlagen, man hört fortwährendes Hämmern, Lärmen und Pfeifen, und weithin leuchten



Fig. 44. Blick auf das Teplitzer Becken von den Höhen bei Tschausch; im Hintergrunde das Erzgebirge bei Oberleutensdorf; im Vordergrunde Bergbau-Pingen.

die weißen Dampfwolken der Lokomotiven, welche die Ebene nach allen Richtungen durchkreuzen und unaufhörlich die langen Kohlenzüge den Abhang des Erzgebirges bei Klostergrab und Niklasberg hinaufschleppen.

Das mächtige Flötz kann nur zum Teile abgebaut werden, und zwar werden zwischen breiten Schutzpfeilern durch Sprengung große kubische Kohlenmassen niedergelassen und gefördert. Die leeren Kammern gehen nachträglich zu Bruche und die tiefen kreisrunden Pingen, welche auf weite Strecken das Ackerland der Ebene zerstören, spiegeln an der Oberfläche in ihrer regelmäßigen Anordnung die planmäßige Anlage und den Fortschritt des Abbaues in der Grube wieder. Da und dort öffnet sich ein Tagbau als weiter Schlund, aus dem in dünnen Wolkenfäden der heiße Rauch der selbstentzündeten Kohlenlösche aufsteigt.

In den Tagbauen bei Dux ist das 33 *m* mächtige Flötz auf mehr als einen halben Kilometer Länge bloßgelegt. Aus der senkrechten Kohlenwand werden Pfeiler geschlitzt und durch Sprengung zum Absturze gebracht. Bei einer einzigen Sprengung donnern hier oft die Ladungen von ganzen Kohlenzügen gleichzeitig nieder auf die Sohle des Tagbaues.

Der Kampf mit den unterirdischen Wässern, welcher die Ausbeutung so enormer Kohlenschätze naturgemäß stets zu überwinden haben wird, nimmt im Teplitzer Gebiete gar oft ganz besondere und lehrreiche Formen an, einerseits infolge der Nähe der Thermen, von denen später die Rede sein wird, und dann infolge des auch in anderen Kohlengebieten sehr gefürchteten Schwimmsandes im Hangenden des Flötzes. Der feine Quarzsand, welcher mit Wasser durchtränkt in unregelmäßigen und allein durch Bohrungen nachweisbaren Linsen im für Wasser undurchlässigen Tegel eingeschlossen ist, gerät in Bewegung, sobald die Linse angezapft wird, das ausströmende Wasser reißt die Sandteilchen mit sich und überschwemmt mit großer Schnelligkeit tiefere Grubenstrecken; durch die Entleerung der Linse verlieren die auflastenden Schichten ihre Unterlage und gehen rasch zu Bruche.

Im Juli des Jahres 1895 hat der nördliche Teil der Stadt Brüx durch das Ausfließen einer solchen kleineren Linse schwer gelitten; der Schwimmsand, über dem unglücklicherweise ein Teil des Bahnhofes der Aussig-Teplitzer Bahn und die umliegenden Straßen gelegen waren, hatte seinen Weg westwärts durch eine ganz schmale Sandlage und eine Kluft im Kohlenflötze zu den bereits abgebauten Kammern und den Strecken des Anna-Hilfsbauschachtes genommen. Am Ostrande der Linse senkte sich das Terrain zuerst und gegen die Einbruchstelle schritt die Bildung der Pingen ziemlich rasch fort. Verhältnismäßig langsam sanken die hohen Stadtgebäude in die Tiefe, so daß sich die gesamte Einwohnerschaft retten konnte. Doch entleerte sich die Schwimmsandlinse das erste Mal nicht vollständig; im September des Jahres 1896 erfolgten neuerliche Nachschübe mit neuerlicher Pingenbildung. Es ist hier nicht der Ort, um näher einzugehen auf die zahlreichen Einzelheiten der unterirdischen Hydrologie, die sich bei dieser Gelegenheit ergeben haben, und auf die Maßnahmen, welche getroffen wurden, um wieder gesicherte Zustände herzustellen. Wo man die Schwimmsandlinsen genau kennt und nicht umgehen kann, hat man schon mehrfach dieselben durch künstliche Austrocknung unschädlich zu machen getrachtet, und wo man gezwungen ist, eine mächtigere Lage von schwimmendem Gebirge mit einem Schachte zu durchteufen, eine früher für unmöglich geltende Aufgabe, bringt man das Wasser der Tiefe nach einem sinnreichen Verfahren von Poetsch künstlich zum Gefrieren und arbeitet gefahrlos in dem auf diese Weise gehärteten Sande.

Die außerordentliche Bedeutung des Hauptflötzes im Teplitzer Becken erhellt am deutlichsten aus den Ziffern des statistischen Jahrbuches des Ackerbauministeriums. Von etwa 183 Millionen Meterzentner Braunkohle, welche während des Jahres 1901 in Böhmen produziert wurden, entfallen

mehr als 182 Millionen auf die nordwestböhmischen Becken; von diesen ergab die Produktion in den Revierbergämtern Teplitz, Brüx, Komotau und Ellbogen, welche fast ausschließich auf dem genannten Flötze betrieben werden, zusammen 156·3 Millionen Meterzentner. Auf den drei Flötzen des Falkenauer Beckens wurden 18·1 Millionen Meterzentner produziert, und zwar auf dem Josefiflötze 2 Millionen, auf dem Agnesflötze (Gaskohle) 6·75 Millionen und auf dem jüngsten, dem mächtigen Lignitflötze von Falkenau und Königsberg 7·7 Millionen Meterzentner Braunkohle.

Eruptivgesteine im Mittelgebirge.

Durch das Spaltennetz, welches im Zusammenhange mit der erzgebirgischen Senkung gebildet wurde, sind die Eruptivmassen des Mittelgebirges zwischen der hohen Lausche und den Kuppen bei Brüx und Bilin hervorgedrungen; hier findet man die größte Mannigfaltigkeit, sowohl an Gesteinstypen als auch an Lagerungsformen, an inniger Verknüpfung von Gängen, Quellkuppen, deckenförmigen und stromartigen Ergüssen und Lagern loser Auswurfsmassen. Die schwierigen Aufgaben, die verschiedenen sich gegenseitig durchbrechenden und überlagernden Gesteinstypen, welche die älteren Sedimente zerstückelt und durchbrochen haben, dem Alter nach zu sondern, nach ihrer chemischen Verwandtschaft zu gruppieren und vielleicht als Spaltungsprodukte von einem gemeinschaftlichen Urmagma abzuleiten, konnten bei den älteren Übersichtsaufnahmen gar nicht in Betracht gezogen werden. Erst die neuere Kartierung des Mittelgebirges durch Professor J. E. Hibsch[1]) gibt Aufschluß über die verwickelten Verhältnisse. Bisher wurde ein Teil, etwa die Hälfte, des Gebietes durchforscht, doch gibt das bisher Geleistete bereits einen schönen Einblick in das verwickelte innere Gefüge der großen vulkanischen Aufschüttung und hat gelehrt, daß das Hervorbrechen der verschiedenen Schmelzflüsse in ihrer Reihenfolge nicht nach so einfachen Gesetzen vor sich gegangen ist, als man früher anzunehmen geneigt war.

Die Anschauung Bunsens von der Entstehung der verschiedenen Eruptivgesteine aus der Mischung polar entgegengesetzer, basischer und saurer Urmagmen hat vor den neueren chemischen und petrographischen Studien nicht stand gehalten. Man nimmt im Gegenteile an, daß sich von Schmelzflüssen mittlerer Zusammensetzung, kieselsäurereiche und kieselsäurearme Magmen in wechselnder Reinheit abspalten. So sondern sich nach gewissen noch näher zu erforschenden Gesetzen die Teilmagmen nach sauren und nach basischen Endgliedern, die aber immer noch eine gewisse chemische Grundverwandtschaft und die gemeinschaftliche Abstammung von einem Urmagma mittlerer Zusammensetzung verraten.

[1]) J. E. Hibsch. Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt I (Tetschen) 1896. Tschermaks Min. Mitteil. Bd. XV, Heft 3, 4. Bl. II (Rongstock-Bodenbach), ebda. 1899, Bd. XIX, Heft 1. Bl. III (Bensen), ebda. 1897, Bd. XVII, Heft 1, 7. Bl. V (Groß-Priesen) 1902, Bd. XXI, Heft 6.

Als zwei entgegengesetzte Typen sind im böhmischen Eruptivgebiete seit langem die kieselsäurearmen Basalte und die kieselsäurereichen Phonolithe einander entgegengestellt worden; zu diesen gesellen sich die bereits von Jokély an einigen Punkten richtig erkannten Trachyte als die sauersten Endglieder; sie spielen ihrer Verbreitung nach jedoch nur eine geringe Rolle. Bořicky[1]) untersuchte eine sehr große Zahl von Gesteinsproben aus allen Teilen der böhmischen Eruptivgebiete und unterschied vielerlei Typen unter den Basalten sowie unter den Phonolithen; seine Beschreibungen werden aber erst eine volle Verwertung finden können, wenn bei einer geologischen Untersuchung der einzelnen Fundpunkte der Zusammenhang und die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Varietäten in Beziehung gebracht sein werden.

Außer den genannten Gesteinen ist von Hibsch eine große Verbreitung des Zwischentypus der Tephrite nachgewiesen worden, der in vielen Abarten einen vollkommenen Übergang von den Basalten zu den Phonolithen vermittelt. Im großen ganzen muß aber das Urmagma der mittelgebirgischen Ergüsse ziemlich basisch gedacht werden; die Basalte haben die größte Verbreitung und die seltenen Trachyte erreichen im Maximum den relativ nicht hohen Kieselsäuregehalt von etwa 65%. Das vermutliche Urmagma gehört in die Gruppe der theralithischen Magmen, welche sich durch hohen Gehalt an Tonerde und Alkalien und relativ geringen Calciumgehalt auszeichnen. Nach einem allgemeinen Gesetze steigt der Gehalt an Tonerde und Alkalien zugleich mit der Kieselsäure, während Calcium, Magnesium und Eisen abnehmen; in den basischen Teilmagmen steigen und fallen die Metallgruppen im umgekehrten Sinne. Die große Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen wird nicht nur durch die wechselnde chemische Zusammensetzung bedingt, sondern auch durch die wechselnden Bedingungen, unter welchen die Schmelzflüsse zur Erstarrung gelangen. Je nach den wechselnden Druckverhältnissen und nach den vorhandenen Lösungsgenossen kommen andere Salze oder dieselben in anderer Reihenfolge zur Ausscheidung; langsame oder raschere oder ungleichmäßige Abkühlung bedingen jeweilige holokristallinisch-porphyrische, teilweise oder vollkommen glasige Erstarrung und somit eine große Mannigfaltigkeit der Strukturformen. Namentlich in den Ganggesteinen sind die Erstarrungsbedingungen dem größten Wechsel unterworfen. Hier ist nicht der Platz, alle die Gesteine aufzuzählen, welche in Böhmen unterschieden worden sind.

In zweierlei Hinsicht aber ist die große Masse von Silikatschmelzen von geologischem Interesse; einerseits bezüglich der Art und Weise, in welcher sie die Umgebung durchbrochen haben, im Zusammenhange mit der Erstarrungsform als Tiefengestein oder als Ergußgestein, und anderseits bezüglich der Reihenfolge, in der sie dem mutmaßlichen gemeinschaftlichen Herde ent-

[1]) E. Bořicky. Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Archiv f. naturw. Landesdurchforschung v. Böhmen. Prag 1873, Bd. II. Petrographische Studien an den Phonolithgesteinen Böhmens, ebda. 1874, Bd. III.

strömt sind. Die gegenseitige Durchdringung und Überlagerung muß Aufschluß geben über die Altersverhältnisse. Diese haben sich, wie erwähnt, lange nicht so einfach gezeigt, als man ursprünglich vermutet hatte.[1])

Die ältesten Oberflächenergüsse und Tuffanhäufungen bestehen aus basaltischen Gesteinen. Das würde mit der herrschenden Regel, daß die Eruptionen eines Gebietes mit dem basischen Endgliede beginnen, wohl übereinstimmen. Aber gleichzeitig oder vielleicht sogar vor den ersten basaltischen Eruptionen sind nach Hibsch größere Phonolithmassen aus der Tiefe emporgestiegen, jedoch wenigstens zum größten Teile nicht bis zur Oberfläche gelangt, sondern als Laccolithen im oberturonen Tonmergel stecken geblieben. Hierauf wurden große Massen tephritischer Magmen (Trachydolorite) zu Tage gefördert; sie bilden mächtige Ergüsse, Ströme und Decken und Kuppen, besonders aber Tuffanhäufungen verschiedener Art. Die Tephrite werden an einzelnen Stellen wieder von jüngeren Basalten durchbrochen. Die dritte und jüngste Phase der Eruptionen ist gekennzeichnet durch reichliche, hellfärbige Trachyttuffe und Trachytdecken, darüber breiten sich neuerdings Phonolithkuppen aus als das allerjüngste Glied der ganzen Serie; sie sind begleitet von Gängen von Tinguait und Tinguaitporphyr. Man sieht, daß diese wechselreiche Serie, welche während der Oligocänzeit und auch noch später hervorgebrochen ist, nur im großen ganzen und nicht im einzelnen der allgemeinen Regel einer Aufeinanderfolge von basischen zu mittleren und sauren Gesteinen unterworfen ist.

Essexit von Rongstock.

Wenn man von Aussig talabwärts wandert, vorbei an den felsig hochaufragenden Phonolithbergen, welche die Landschaft, besonders vom linken Ufer her beherrschen, so trifft man beim Dorfe Rongstock, wo die Bahnlinie den Felsen steil angeschnitten hat, auf ein eigentümliches, deutlich körniges Gestein, bestehend hauptsächlich aus Kalknatronfeldspat nebst dunklem Glimmer und Augit. Da es der Struktur nach zu den porphyrischen und teilweise glasigen jüngeren Eruptionen nicht recht zu passen schien, hat es schon seit längerer Zeit die Aufmerksamkeit der Forscher auf sich gelenkt. Reuss, Jokély und Krejči nannten das Gestein Syenit oder syenitähnlichen Grünstein und vermuteten in dem Vorkommen einen Aufbruch des Grundgebirges, wie solche in größerer Ausdehnung im Elbtale weiter nördlich oberhalb Herrnskretschen und im Süden bei Czernosek bekannt waren. Erst durch Hibsch wurde das tertiäre Alter und der Zusammenhang des Gesteins mit den jungen Eruptionen nachgewiesen. Anfänglich wurde es für die kristallinische Ausbildung des basaltischen Magmas, für einen Dolerit oder auch für einen Gabbro gehalten, bis durch die chemische Analyse die Übereinstimmung mit den Tephriten, mit den Magmen mittlerer Zusammen-

[1]) J. E. Hibsch. Die Eruptionsfolge im böhmischen Mittelgebirge im Vergleich zur Eruptionsfolge anderer vulkanischer Gebiete. Tschermaks Min. Mitteil. Bd. XIX, Heft 5, 6, S. 489—1900.

setzung dargetan worden ist. Es ist das den tephritischen Ergüssen entsprechende vollkristallinische Tiefengestein und nach der neueren Systematik mit dem Namen Essexit zu belegen.

Die verhältnismäsig kleine Partie, welche auf einer Strecke von etwa 500 *m* entlang der Bahnlinie aufgeschlossen ist, stellt allem Anscheine nach den Rest eines größeren Stockes dar, der durch spätere Eruptionen vorwiegend phonolithischer und trachytischer Magmen zerstört worden ist. Der mächtige Phonolithkörper des Pradelberges scheint den größten Teil des Essexitstockes verdrängt zu haben; Decken von Trachyt und Trachyttuff haben sich als jüngste Eruptionsprodukte darüber weithin ausgebreitet.

Der Essexit hat die oberturonen Mergel mit *Inoceramus Cuvieri* durchbrochen und in Kalksilikathornfels umgewandelt; allmählich schwindend läßt sich die Kontaktwirkung entlang der Bahnlinie einen Kilometer weit verfolgen. Ob die Kontaktmetamorphose der gleichen Mergelstufe jenseits des Pradelberges, mehr als zwei Kilometer vom gegenwärtigen Essexitstocke, noch auf diesen zurückgeführt werden kann, läßt sich nicht entscheiden, da in dieser Richtung der Stock zerstört wurde und jüngere Gesteine dazwischen getreten sind. Sehr verschiedenartige Gesteinsgänge durchsetzen von der Mitte radial ausstrahlend den Hauptstock und die Kontaktzone.

Auf nachträgliche Solfataren- und Fumarolenwirkung im bereits erstarrten Gestein ist das Auftreten sulfidischer Eisen-, Blei-, Silber- und Kupfererze zurückzuführen; sie erscheinen als Nester und Schmitzen oder in der Gesteinsmasse fein versprengt, oder auf Kluftflächen, besonders in der Nähe der jüngeren Gänge, und in der inneren Zone des Kontakthofes angereichert und sind schon zu wiederholten Malen der Gegenstand erfolgloser Schürfungen gewesen.

Andere Aufbrüche desselben Gesteines in Form breiter Kuppen und auch in Gangform finden sich unweit südlich am Lechenberge und an anderen Punkten bei Groß-Priesen; hier verdient noch ein weiteres vollkristallinisch-körniges Gestein besondere Erwähnung, nämlich der Sodalith-Augit-Syenit, welcher den Schloßberg von Groß-Priesen am rechten Elbeufer oberhalb Rongstock zusammensetzt und ebenfalls die oberturonen Cuvierimergel im Kontakte verändert hat. Das Gestein zeigt genau die chemische Zusammensetzung des Essexits von Rongstock, aber völlig verschiedenen Mineralbestand,[1]) ein schönes Beispiel für die Ausbildung des gleichen Magmas zu verschiedenen Mineralgemengen, trotzdem beide unter etwa gleichem Drucke vollkristallinisch erstarrt sind. Die Verschiedenheit wird auf die Gegenwart von chemisch gebundenem Wasser und Spuren von

---

[1]) J. E. Hibsch. Über Sodalithaugitsyenit im böhmischen Mittelgebirge und über die Beziehungen zwischen diesem Gestein und dem Essexit. Tschermaks Min. Mitteil. Bd. XXI, Heft 2, S. 157, 1902. Das Gestein von Groß-Priesen besteht vorwiegend aus Anorthoklas, dann Diopsid und Sodalith und geringen Mengen von Magnetit, Ägirinaugit, Hornblende, Titanit und Apatit. Der Essexit vorwiegend aus basaltischem Augit, Albit, Anorthit, Orthoklas, Biotit, daneben noch Hornblende, Magnetit und Cancrinit.

Chlor und Schwefelsäure im Gestein von Groß-Priesen zurückgeführt, welche im Essexitmagma bereits vor der Erstarrung entwichen sein dürften.

Phonolith-Laccolithen.

Als Beispiel für die Phonolithmassen, welche während der ersten Eruptionsepoche innerhalb der mergeligen Gesteine stecken geblieben sind, sei der Hegeberg bei Eulau erwähnt, der sich im Angesichte der erzgebirgischen Verwerfung gegenüber den Tyssaer Wänden über das Eulauer Tal erhebt. Die geologische Karte zeigt eine Phonolithmasse von elliptischem, fast kreisrundem, aber streckenweise unterbrochenem Umriß; die längere Achse beträgt 2 *km*, die kürzere 1·7 *km* Länge. Löss und Eluviallehm verdecken den größeren Teil der Masse; stellenweisse kommen darunter die kontaktmetamorphen Cuvierimergel zum Vorschein, welche dem Phonolith unmittelbar aufgelagert sind; sie steigen bis zu der Seehöhe von 480 *m* hinauf. An verschiedenen Stellen des Randes wird deutlich die Aufschleppung des Mergels beobachtet, der ringsum von der Masse abfällt; gleiche Verhältnisse zeigen auch die oligocänen Sandsteine am Südrande der Laccolithen. Eine kleine Kuppe von Nephelinbasalt, welche dem breiten Rücken beiläufig in der Mitte, wahrscheinlich über einem Schlote, aufsitzt, beweist das vorbasaltische Alter des Laccolithen.

Ein zweiter Laccolith wird zwischen Kartitz und Neschwitz unterhalb Rongstock von der Elbe durchschnitten, knapp am rechten Flußufer gehört ihm die Kuppe des Jungfernsteins an. Am südlichen Ende der rechtsseitigen Phonolithpartie beim Dorfe Jakuben ist im Einschnitte der Nordwestbahn die Anlagerung und Aufschleppung des Cuvierimergels sehr schön bloßgelegt. Die Schotter der diluvialen Hochterrassen, welche dem Phonolith aufgelagert sind, zeigen deutlich, daß die Elbe einst über der Aufquellung geflossen ist und erst später durch tiefe Talbildung die zusammenhängende Masse entzwei geteilt hat.

In einem Graben beim Dorfe Kojeditz auf der rechten Elbseite gegenüber von Aussig kann man ebenfalls die Anlagerung und Auflagerung des oberturonen Mergels deutlich wahrnehmen. Beim Anfange des Grabens ist derselbe steil südfallend aufgeschlossen und nordwärts hinabsteigend trifft man sehr bald auf den Phonolith, während auf der Plateauhöhe gegenüber dem Dorfe, an deren Rand sich der Graben hinabsenkt, unter den diluvialen Schottern, aber unmittelbar über dem Phonolith abermals die Mergel anstehen.

Selbst der 853 *m* hohe Kegel des Mileschauer wird von Hibsch nach seiner freundlichen Mitteilung für einen Laccolithen gehalten, da an dem Südwestabhange die steilgestellten Kreidemergel bis auf eine Seehöhe von 556 *m* hinaufreichen. Allerdings muß es vorläufig noch fraglich bleiben, ob die verhältnismäßig nur wenig mächtige Sedimentdecke so hoch emporgestaut werden konnte, ohne zu zerreißen und dem Magma den Austritt an die Oberfläche zu gestatten, während eine örtliche Aufbiegung oder ein Emporschwimmen selbst gewaltiger Schollen des durchbrochenen Gesteines

über der aufquellenden Masse, wie es z. B. von Hinterlechner[1]) am Nephelintephrit des Kunjetitzer Berges beschrieben wird, viel leichter vorgestellt werden kann; sind ja an vielen Punkten selbst Trümmer des Grundgebirges oder, wie im Vorlande des Eisengebirges, tief liegende Kreide- und Silurgesteine durch die Magmen bis an die heutige Oberfläche gefördert worden. Selbstverständlich haben solche Aufwölbungsvorgänge, ob wir es nun mit echten Laccolithen zu tun haben oder nicht, keinerlei Beziehung zu der Idee der Aufstauung der Kettengebirge durch vulkanische Kräfte,



Fig. 45. Der Borschen bei Bilin, Phonolith.

wie sie als Hypothese in früherer Zeit ganz allgemein angenommen worden ist.

Den laccolithenförmigen Phonolithen der älteren Epoche stehen die Phonolithkuppen entgegen, welche den älteren Tuffen und Ergüssen als frei aufragende Kuppen und Kegel aufgesetzt sind und als die jüngsten Eruptivgebilde des Gebietes betrachtet werden müssen; hieher gehören z. B. der Pradelberg bei Aussig und noch manche der südlichen Kuppen bis zum Leucit-Nephelin-Phonolith des Lobosch bei Lobositz und zum Nephelinphonolith des Borschen, dem abenteuerlich geformten Felsklotz, der als Erosionsrest einer alten Quellkuppe oder einer Schlotausfüllung aus der Ebene bei Bilin emporragt.

[1]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 469.

Gänge.

An vielen Punkten sind im böhmischen Mittelgebirge die Ausfüllungen von Spalten und Schloten aus den umgebenden Sedimenten durch spätere Erosion herausmodeliert. Als ein Gangschlot von Nephelinbasanit und Sodalithtephrit ist der 60 *m*, fast senkrecht aus dem umgebenden Basalttuff und Oligocänsandstein aufsteigende, mit Ruinen gekrönte Gipfel des Sperlingstein bei Nieder-Welhotten südlich von Tetschen zu betrachten.

Südlich von Aussig ragt als Rest eines Phonolithganges ein breiter Felsklotz mit der malerischen Silhouette der Ruine Schreckenstein quer in das Elbtal, dann nur wenig oberhalb, jedoch am linken Ufer der wegen der schönen Säulengliederung des Basaltes oft genannte Werkotsch, ebenfalls als breite und hohe Felsmauer aus dem Oligocänsandstein hervorragend. Die Basaltsäulen stehen, von einer mittleren Axe fiederförmig ausstrahlend, schief auf den Seitenwänden der Felsmauer, stellen sich aber in allmählicher Schwenkung von beiden Seiten in dem untersten Teile senkrecht und in den obersten Rändern greift der Basalt deckenförmig über den Sandstein, so daß man mehr den Eindruck gewinnt, als habe man keine von unten erfolgte Ausfüllung einer Spalte, sondern eher die Ausfüllung einer tertiären Regenschlucht im Sandstein durch einen von oben eingeflossenen Lavastrom vor sich, obwohl nach Hibsch alle Anzeichen dafür sprechen, daß die Eruptionen unter Wasser erfolgt und offene Täler und Schluchten gar nicht vorhanden gewesen seien. Die Ergüsse hätten sich nur strom- und deckenförmig ausbreiten können. Dafür spräche in erster Linie die Einlagerung vieler Basaltlager in sogenannte „Tuffite“, das sind Sedimente, welche aus einem wechselnden Gemenge von Quarzsand und vulkanischen Aschenmaterial bestehen.

Diese Bemerkung von Hibsch[1]) bezog sich in erster Linie auf die breiten Basaltkörper der Gegend südlich von Bensen, welche als Ausfüllung klaffender Spalten gedacht sind. Sie sind von verschiedenem tephritischem Eruptionsmaterial überdeckt und haben die gegenwärtige Gangstockform, breit über der Spalte sitzend, ohne große seitliche Überströmung, bereits zur Zeit der tephritischen Eruptionen besessen; nichts deutet auf Kraterformen vom Vesuvtypus, dagegen werden die Gangstöcke von Hibsch mit dem Typus von Island verglichen, wo ebenfalls die Eruptionen auf breiten Spalten vor sich gehen und in verschiedenem Maße seitlich überfließen. Dieselben gewaltigen „Gangstöcke“, deren überflossene Ränder nachträglich abgetragen worden sind und die gegenwärtig als breite Wülste aufragen, trifft man wieder zur Linken des Elbtals, südwestlich von Bodenbach. Besonders hervorzuheben ist die nordsüdlich verlaufende Erhebung von Eulau über dem Lerchenberg. Ähnliche Höhenrücken schneiden diesen in rechtem oder in schiefem Winkel wie der des Harraberges bei Böhmisch-Pokau und der Zug von basaltischen Kuppen, welcher die Siebenberge bei Ohren zusammensetzt.

[1]) Blatt Bensen S. 25.

Zahlreiche kleinere Gänge, hauptsächlich von Basalt, sind aus den Sandsteinen und verschiedenen Tuffen der Umgebung von **Tetschen** am Poppenberge, an der Kollmer Scheibe, am Natternstein bei Zautig u. a. O. als frei aufragende Mauern herausgeschält. Beim Dorfe Wesseln zwischen Aussig und Rongstock ist aus dem zwischen zwei gewaltige Phonolithberge eingelagerten Brockentuff eine wilde Regenschlucht, der sogenannte Tolle Graben, ausgewaschen. An den steilen Wänden der Schlucht haften zahllose kleine

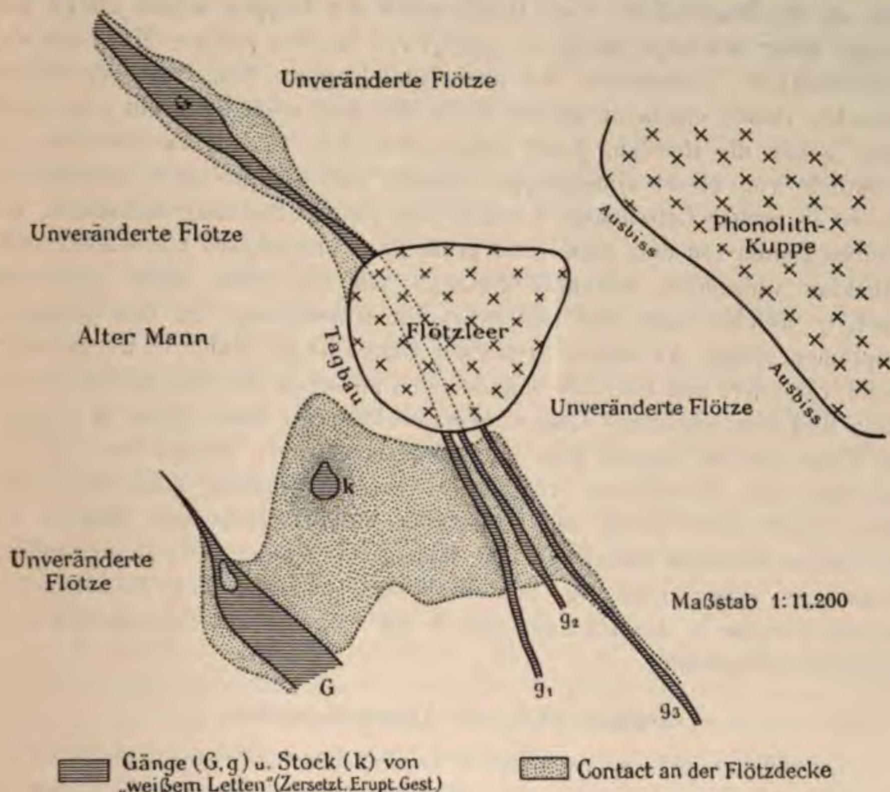


Fig. 46. Trachytgänge und Verkokung der Braunkohle in der Emeranzeche bei Bilin, nach Pelikan.

und lagenweise geordnete, bis kopfgroße, rundliche und massige Basaltblöcke, und quer über die beiden Seitenwände und die Tiefe der Schlucht, durch einen kleinen Steilabfall bezeichnet, verlaufen, zerrissenen Ruinenmauern vergleichbar, senkrechte Gänge camptonitischer Gesteine.

Wo jüngere Gänge die Braunkohlenflötze durchbrochen haben, wurden auch diese im Kontakte eigentümlich verändert. Schon A. E. Reuss schrieb die stellenweise Umwandlung der Braunkohle von Binnowe und Proboscht bei **Salesl** der Einwirkung der Basaltgänge zu, welche die zahlreichen kleinen Flötze der nunmehr gänzlich aufgelassenen Braunkohlengruben durchdrungen und verschoben hatte. Umwandlung in sogenannte Stangen-

kohle erwähnt Bořicky von der Gottessegenzeche bei Salesl im Mittelgebirge; das Flötz ruht auf einem Basaltgange, in dessen Nähe die Kohle in kleine, 10—12 *cm* hohe und 1 *cm* dicke Säulen zerlegt ist, wobei die Säulchen auf der unebenen Berührungsfläche stets senkrecht stehen.[1])

Genau studiert, sind auch die Vorkommnisse in der Emmeranzeche und Plutozeche des Biliner Reviers der Brüxer Kohlenbergbau-Gesellschaft.[2]) Einige Phonolithkuppen durchragen dort ohne Einwirkung das Flötz, sie sind älter als die Braunkohle. Vom Rande einer der Kuppen setzen einige nur wenige Meter mächtige Gänge (g_1, g_2, g_3) von weißem lettigen Materiale ab; wahrscheinlich durchsetzen sie auch die Kuppe, denn am gegenüberliegenden Rande erscheint an der Stelle der drei schmäleren ein mächtiger Gang, genau die Richtung jener fortsetzend (Fig. 46). Etwa 340—400 *m* südöstlich von dieser Ganggruppe befindet sich ein weiterer, stellenweise 70—80 *m* breiter Lettengang, ebenfalls die gleiche Richtung einhaltend. Im „weißen Letten", in dem man leicht große Pseudomorphosen von Kaolin nach Orthoklas wahrnahm, erkannte Pelikan mit Sicherheit einen zersetzten Trachyt, welcher hier wie anderwärts in Mittelgebirge zu den jüngeren Eruptionen gehört. An beiden Seiten der Gänge ist die Kohle in wechselnder Breite verändert und überdies befindet sich zwischen der Gruppe schmälerer Gänge und dem mächtigen Gange im Südwesten eine breite Zone, in welcher das Flötz nur im oberen Teile den Metamorphismus erlitten hat. Es hat also hier eine Einwirkung von oben her stattgefunden, entweder durch einen Erguß oder durch eine Intrusion von trachytischem Magma an der Grenze zwischen dem Flötz und seinem Hangenden. Die Metamorphose besteht in erster Linie in besonderer Anreicherung des Kohlenstoffes, beziehungsweise in der Umwandlung in die wegen ihres Brennwertes sehr geschätzte Kokskohle.

Ergüsse und lose Auswurfsmassen.

Oberflächenergüsse, vorwiegend basaltischer, aber auch tephritischer Natur finden sich besonders im nördlichen Teile des Mittelgebirges in großer Verbreitung und Ausdehnung. Zwischen die Decken festen oder glasig-schlackigen Gesteins mit kugeliger oder säulenförmiger Absonderung sind die Lagen loser Auswurfsmassen in Form von Aschen-, Sand- und Brockentuffen eingeschaltet. Die Decken haben geringere Mächtigkeit als die Tuffe, selten werden sie dicker als 10 *m*; doch sind mächtigere Vorkommnisse bekannt, wie z. B. die unterste zerstückelte und nur teilweise aufgeschlossene Decke von Nephelintephrit am Schichenberge östlich von Tetschen, welche selbst 40 *m* erreicht. Die verschiedenartigen Tufflagen

---

[1]) Bořicky. Petrographische Studien an Basaltgesteinen. Archiv f. Landesdurchforschung Bd. II, Abteil. 1, II. Teil, S. 226. — Hibsch. Blatt Groß-Priesen S. 483.

[2]) A. Pelikan. Über ein Ganggestein aus dem Biliner Braunkohlenrevier und die durch dasselbe hervorgerufenen Kontakterscheinungen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1895, Bd. 45, S. 255.

sind häufig zu 20—50, ja selbst bis zu 100 *m* übereinander geschichtet. Das ganze System von überlagernden Tephritdecken und Tuffen übersteigt 200 *m*. Sie erzeugen plateauähnliche Tafelberge, so daß das Landschaftsbild im Süden des Bruches bei Tetschen trotz des gänzlich verschiedenen geologischen Aufbaues, bei einem fernen Überblick doch ein ähnliches Allgemeinbild gibt wie die Tafeln des Kreidelandes im Norden. Die wechselnden Lagen sind an den Gehängen deutlich durch Abstufungen ausgeprägt; das feste Gestein bildet steile Wände, die lockere Aufschüttung sanfte Böschungen, wie das sehr schön im Polzentale bei Zautig, am Hutberge und an anderen Punkten der Umgebung von Tetschen zu sehen ist.

Die Basalte sind auf die tieferen Lagen beschränkt, und zwar ist dem jeweiligen Erguß die Aufschüttung der Tuffe vorausgegangen. Unmittelbar über dem oligocänen Sandstein liegen an vielen Punkten die bereits erwähnten „Tuffite"; sie bedeuten den ersten Beginn der eruptiven Reihen. Ihre Mächtigkeit kann bis zu 30 *m* betragen. Mit Quarzkörnchen sind glasige Partikelchen, Olivinkörnchen, Augit- oder Hornblendekriställchen in sehr wechselndem Verhältnisse vermengt.

Einzelne Tuffitlagen erscheinen übrigens auch in höheren Horizonten, ebenso wie auch nach Hibsch an zwei Lokalitäten (am Osterbache bei Reindlitz, Rongstock W. und nördlich von Dobern, Tetschen O.) unterbasaltischer Sandstein den Tuffen eingelagert ist.

Die Sand- und Aschentuffe der Umgebung von Tetschen sind stellenweise sehr reich an Abdrücken von Blättern, Stengeln und Früchten und die Fundpunkte bei Birkigt und an der Kolmer Scheibe haben eine oligocäne Flora von etwa 90 Arten geliefert.[1])

Aus Anhäufungen von rundlichen Lapilli und Blöcken bis zur Größe eines Kubikfußes bestehen die Brockentuffe der Gegenden südlich und südöstlich von Tetschen.[2]) Die Blöcke sind rundlich, manchmal auch scheibenförmig, an Rotationsformen erinnernd, häufig aber auch eckig abgekantet; sie bestehen fast durchweg aus tephritischen Gesteinen. Schlackige und gedrehte Bomben, im Flug erstarrte Lavafetzen sind bisher aus dem Mittelgebirge noch nicht bekannt geworden.

Das Auftreten hellfärbiger trachytischer Tuffe als jüngste Bildungen über dem Essexit von Rongstock wurde bereits oben erwähnt; sie stehen mit einer 40 *m* mächtigen Trachytdecke und mit zahlreichen trachytischen Gängen in Verbindung. Der Tuff umschließt große Blöcke eines glimmerreichen Gneises, welche die durch die Mißdeutung des Essexites hervorgerufene falsche Annahme einer Urgebirgsinsel bei Rongstock zu unterstützen geeignet waren.

[1]) H. Engelhardt. Über fossile Pflanzen aus tertiären Tuffen Nordböhmens. Sitzungsber. u. Abh. d. Ges. „Isis". Dresden 1894, S. 20—42; Derselbe. Beiträge zur Paläontologie des böhmischen Mittelgebirges. Naturw. Ver. Lotos. Neue Folge. XV, Prag 1895 und Lotos. XVI., 1896.

[2]) H. V. Graber. Über Auswürflinge in den tephritischen Brockentuffen der Umgebung von Tetschen a. d. Elbe. Tschermaks Min. Petr. Mitteil. Bd. XV, 1895, S. 291—324.

Kleinere Ströme von jüngerem Basalt werden bei Parlossa, am Rilkenberge, am Pappenberge, bei Dobern und an anderen Punkten östlich und südöstlich von Tetschen, mit den nahen Basaltdurchbrüchen in Verbindung gebracht; dort können einige jüngere Ausbruchspunkte vermutet werden.

Im Innern des Mittelgebirges, wo die größte Mannigfaltigkeit herrscht, sind Decken und Tuffe nicht so verbreitet und auf die Räume zwischen den Kuppen und Gangstöcken beschränkt. Daß am Westrande in der Umgebung von Schwaz die Flötze von Basalt überflossen sind, ist bereits als ein Umstand von stratigraphischer Bedeutung angeführt worden.

Das Duppauer Gebirge.

Als fast kreisrunde Hochfläche mit tiefen, waldigen und einsamen Tälern liegt die Eruptivmasse von Duppau am westlichen Abschlusse der Tertiärebene von Komotau und lehnt sich ohne merkliche orographische Grenze im Norden an den Gneis des Erzgebirges, im Westen an den Granit des Karlsbader Gebirges. Ihre innere Struktur ist gegenwärtig noch weniger bekannt als die des Mittelgebirges; wir dürfen in dieser Hinsicht von der geplanten Neuaufnahme durch Professor A. Pelikan viele Belehrung erwarten.

Es fehlen hier die einzeln aufragenden Kegel von Phonolith, welche für das Mittelgebirge so bezeichnend sind und die ganze Gebirgsmasse scheint fast ausschließlich aus einem sehr mächtigen System von übereinander geschichteten Tufflagen und Ergüssen zu bestehen. Die gegenwärtige Oberflächenbeschaffenheit ist allein durch die Erosion hervorgerufen, und man sieht deutlich, daß die einzelnen Kuppen, in welche sich das Gebirge randlich auflöst, wie z. B. zu beiden Seiten der Eger in der Gegend von Kaaden und Klösterle und bei Wotsch, nur losgelöste Teile der dem Urgebirge aufruhenden Ströme darstellen. Sehr häufig erscheint die durch die deckenförmigen Ergüsse bedingte Form der Tafelberge, in deren Gehänge dann die einzelnen Ergüsse zwischen den Tufflagen als Abstufungen weithin kenntlich sind, so z. B. am Herrgottsstuhl bei Wotsch (719 *m*) und besonders schön am Burberg bei Kaaden, wo kein Waldwuchs den Stufenbau des Tafelberges verkleidet. Im Egertale zwischen Wotsch und Klösterle, wo der Fluß bis auf den Gneis und den Granulit sich eingefurcht hat, sieht man an mehreren Stellen die eruptiven Gänge, auf denen das Magma der Ergüsse emporgedrungen ist; unter diesen verdient der Erpelstein beim Bahnhofe von Warta wegen seiner auffallenden, dem Werkotsch bei Aussig vergleichbaren Gestalt besondere Erwähnung.

Über der 30—40 *km* breiten Basis mochte sich, anders als im Mittelgebirge, ein flacher Kegel erhoben haben; gegenwärtig befinden sich die höchsten Erhebungen des Gebirges mehr gegen Südwesten gerückt in einem gegen Südost streichenden Kamme, welcher den Ödschloßberg (925 *m*) und den Burgstadtl (932 *m*) verbindet. Das Tal des Aubaches greift mit winkeligem Verlaufe tief in das Gebirge und in seiner breiten Mulde, bei-

läufig in der Mitte der Masse, liegt das Städtchen Duppau. Es sind Anzeichen vorhanden, daß sich gerade hier ein zentraler Schlot und vielleicht darüber ein Hauptkrater befunden hat.

Im Flurhübel westlich von der Stadt Duppau gibt die alte geologische Karte Hornblendeschiefer an, ebenso wie der Essexit von Rongstock in früherer Zeit als archaischer Aufbruch mißdeutet wurde. Wiesbauer[1]) lenkte vor kurzer Zeit neuerdings die Aufmerksamkeit auf dieses merkwürdige mittelkörnige-kristallinische Gestein, in welchem schon mit freiem Auge große Biotittafeln, gelblichgrüne Olivinkörner und stellenweise auch reichlicher Augit wahrgenommen werden. Becke[2]) bestimmte dasselbe als Theralith, eine bisher nur aus Amerika und von der Halbinsel Kola bekannte Felsart, im ganzen Habitus und in der Struktur dem Essexit von Rongstock nahe verwandt und wie dieser als vollkristallinisches tertiäres Tiefengestein zu betrachten, welches im Kern der Masse, tief im Schlote sich verfestigte. So wie der Essexit den Tephriten des Mittelgebirges, entspricht der Theralith in chemischer Hinsicht den Basalten der Duppauer Masse. So wie an den amerikanischen Lokalitäten, wird auch hier der Theralith durchschwärmt von hellen Gängen und Adern, den Apliten in den Granitstöcken vergleichbar; sie bestehen aus Eläolithsyenit.

Weitaus die größte Verbreitung besitzen im Duppauer Gebirge basaltische Gesteine, doch werden von mehreren Punkten, zumeist schon an den Rändern des Gebirges (Schömitzstein bei Karlsbad), auch Phonolithe angegeben. Tephrite in größerer Verbreitung harren wahrscheinlich wie im Mittelgebirge noch der Entdeckung. Bisher hat Hibsch auf einer flüchtigen Exkursion in der Umgebung von Duppau bereits sowohl verschiedene Tephrite als auch dieselben charakteristischen Ganggesteine wie bei Rongstock (Monchiquit, Gauteit) als Begleiter des Theralithes nachgewiesen.[3])

Die Tuffe zeigen die gleiche wechselvolle Beschaffenheit wie im Mittelgebirge, teils feineres Material, teils conglomeratähnlich verfestigtes Blockwerk; wie im Mittelgebirge, finden sich da und dort Einlagerungen von Diatomeenschiefern und Menilithopalen (z. B. zwischen Tschermich und Tscheckowitz bei Saaz), Kalkeinlagerung ein und die geschätzte Grünerde bei Kaaden, ein Zersetzungsprodukt eines augitreichen Tuffes;[4]) selten finden sich verkieselte Hölzer; dagegen sind die sogenannten Zwerglöcher im Tuffe des Schwedelberges zwischen Gießhübel-Puchstein und Zwetbau erwähnenswert. Hochstetter deutet sie als die Hohlräume ausgewitterter Baumstämme, die von der Aufschüttung oder vom Schlammstrome überwältigt worden waren.

---

[1]) J. B. Wiesbauer. Theralith im Duppauer Gebirge. Sitzungsber. d. naturw. Ver. Lotos. Neue Folge. Bd. XXI, Prag 1901, S. 62—69.

[2]) F. Becke. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 351—353.

[3]) J. B. Wiesbauer. l. c.

[4]) H. Becker. Das Grüne Farb-Erde-Vorkommen bei Atschau-Gösen im Bezirke Kaaden in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 171—178.

Kammerbühl und Eisenbühl.

Auf dem Scheitel einer der flachen Bodenwellen des Beckens von Eger sitzt als breitrundliche Erhabenheit der Kammerbühl, von den Städten Eger und Franzensbad etwa gleichweit entfernt; von allen Seiten des Beckens weithin sichtbar, erscheint er namentlich von Norden gesehen als dominierende Erhebung über der Moorfläche. Je mehr man sich ihm nähert, desto mehr verliert er an Ansehnlichkeit, denn der spärlich mit Rasen und Buschwerk überwachsene steinige Hügel überragt das zunächst umliegende Flachland kaum um 30 *m*. Einer der kleinsten Vulkane Böhmens, kann er doch der berühmteste genannt werden; seine auffallende isolierte Lage hat ihn seit den Anfängen wissenschaftlicher Geologie zum Gegenstande besonderer Aufmerksamkeit gemacht und er hat tatsächlich in der Geschichte dieser Wissenschaft eine Rolle gespielt. Ein Teil des Kampfes zwischen Neptunisten und Plutonisten hatte ihn zum besonderen Gegenstande und ein Verzeichnis der Forscher, welche sich mit dem Hügel besonders beschäftigt oder ihre Ansicht über seine Entstehung geäußert haben, enthält viele hervorragende Namen böhmischer und deutscher Forscher vom Ende des XVIII. und aus dem XIX. Jahrhundert; ich nenne nur Born, Leop. von Buch, Goethe, Reuss, Vater und Sohn, Goldfuss, Bischof, Berzelius, von Hoff, Cotta, Leonhard, Graf Sternberg, Sandberger, Gümbel, Laube, Reyer.[1]) Vor Allen leuchtet der Name Goethes hervor. Der Dichterfürst benutzte seinen wiederholten Aufenthalt in Karlsbad zu geologischen Exkursionen in verschiedene Teile der Umgebung und seine betreffenden Schriften zeigen deutlich, wie er mit dem Geiste des Naturforschers, als ein strenger Beobachter den Dichter auszog und erkannte, daß für die sachliche Erkenntnis kein scheinbar noch so geringfügiges Detail vernachlässigt werden darf. Wie er z. B. die strengste, fast pedantische Beschreibung jedes einzelnen Granitstückes der Müllerschen Steinsammlung durchführte, so war er auch, wie aus seiner Schilderung des Franzensbader Beckens und des Kammerberges hervorgeht, in bewunderungswürdiger Weise vertraut mit jeder Örtlichkeit des bereisten Landes, sammelte er auch die verschiedenen Auswürflinge des Kammerbühls und unterschied er unter ihnen 25 Arten. Begreiflicherweise mußte ihn das Rätsel des Berges zu einer Zeit, in welcher von mancher Seite die Existenz erloschener Vulkane überhaupt bezweifelt wurde und der Basalt wegen einer häufig deckenförmigen Lagerung für ein Sediment gehalten wurde, besonders anziehen. Ihm, dem Feinde alles Gewaltsamen und Überstürzten, der in der Natur eine „geheimnisvoll am lichten Tag" still und sinnvoll gestaltende Kraft sehen wollte, war gewiß die Idee einer ruhigen Entwicklung, wie sie die Schule Werners lehrte, sympathischer und fast wäre man geneigt zu glauben, daß er Lyells Lehren eben so, wie die Darwins vorausahnte. Trotzdem erkannte er den Kammerbühl bei seinem ersten Besuch (1808) als Vulkan, die Anlagerung der wohl-

[1]) S. Literaturverzeichnis bei E. Prost. Kammerbühl und Eisenbühl, die Schichtvulkane des Egerer Beckens in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 25—86.

geschichteten Tuffe konnte er sich freilich nur unter Wasser entstanden denken. Erst später (1822) bei einem neuerlichen Besuche in Gesellschaft von Graf Sternberg, Grüner, Berzelius und dem Wiener Professor der Medizin Pohl wurde er, offenbar beeinflußt durch die Meinung anderer, an seiner ersten, im wesentlichen richtigen Ansicht irre und erklärte den Hügel für „pseudovulkanisch“; das Material der geschichteten Tuffe sollte, vermengt mit Kohle, zufällig an den Basaltfels angeflötzt worden sein und später durch einen Brand der Kohle seine gegenwärtige Beschaffenheit erhalten haben.

Schon vor Goethe hatte der Kammerbühl seine Geschichte; sie beginnt mit einem Schreiben von Ignaz von Born an Franz Grafen von Kinsky „über einen ausgebrannten Vulkan bei der Stadt Eger in Böhmen“.[1]) F. A. Reuss (Vater, 1792) hielt den Berg für „pseudovulkanisch“ und durch einen Erdbrand entstanden. Ein Zeugnis von dem warmen Interesse, welches die damaligen naturforschenden Kreise Böhmens der Frage entgegenbrachten, ist die kleine Granitpforte am südlichen Fuße des Hügels mit der Aufschrift: „Den Naturfreunden gewidmet von G. K. Sternberg. MDCCCXXXVII.“ Hier hatte der um die geistige Hebung seines Vaterlandes so hoch verdiente Geognost und Montanschriftsteller Graf Kaspar Sternberg, wahrscheinlich in Erinnerung an einen Wunsch Goethes, allein aus Liebe zur Wissenschaft mit großen Kosten umfangreiche Untersuchungsschächte und Seitenstrecken abbauen lassen. In einer seigeren Tiefe von 20 *m* waren nach verschiedenen Richtungen Seitenstollen bis auf 64 und auf mehr als 100 *m* getrieben worden; das erwähnte Portal ist der Ausgang einer solchen steilansteigenden Seitenstrecke. Schon seit längerer Zeit sind die Strecken verstürzt und gänzlich ungangbar. In der Tiefe wurde an verschiedenen Stellen die Auflagerung der Tuffmassen auf dem Letten und auch auf Glimmerschiefer nachgewiesen und zuletzt noch der feste Basaltschlot mit den Apophysen, welche er in die umgebenden Schlackenmassen entsendet, durchfahren.

Heute hätte es freilich dieser Opfer nicht bedurft, um die vulkanische Natur des Kammerbühls nachzuweisen, und sein Aufbau ist recht leicht verständlich. Der östliche größte Teil des Berges, den Gipfel mit inbegriffen, besteht aus lockerer Aufschüttung, die in einer großen, etwa 60 *m* breiten Schottergrube schön aufgeschlossen ist. Etwa 40 Lagen von Auswürflingen und Aschenmassen sind fast horizontal in größerer Regelmäßigkeit übereinander geschichtet; durch die verschiedene, mehr schwarze, schwarzbraune oder schmutzig-ziegelrote Färbung sind die Lagen sehr deutlich gekennzeichnet. Die Auswürflinge bestehen zum größten Teile aus basaltischen Gesteinen, zum Teile aus Trümmern von festem Basalt, aber auch aus gedrehten Lavafetzen, welche in einzelnen Fällen bis zu 1 *m* Länge erreichen können; daneben finden sich Bruchstücke des Liegenden, vor allem Trümmer von Phyllit und Glimmerschiefer, oft gerötet und oberflächlich glasig über-

[1]) Prag 1773.

schmolzen, ebenso wie die Quarzitstücke. Die meisten Lavabomben enthalten in ihrer Mitte ein Stück eines solchen fremden Gesteins aus der Tiefe. Unmittelbar unter den Auswurfsmassen liegt miocäner, glimmeriger Letten, durch den Kontakt ziegelrot gebrannt. Der nordwestliche Abhang des Berges bis nahe zum Gipfel besteht aus den Resten eines Lavastromes; der Schlot in der Tiefe, fast unter dem Gipfel, ist durch die Unternehmung des Grafen Sternberg nachgewiesen worden. Spuren eines Kraters, welche die ältesten Beobachter auf dem Gipfel gesehen haben wollten, sind nicht vorhanden; die dortigen Gruben sind künstlich, etwa zum Zwecke von Kohlenschürfung oder zur Materialentnahme, bewerkstelligt worden. Daß am Kammerbühl schon in der ältesten Zeit Steine gebrochen wurden, beweist der aus dem Nephelinbasalt des Hügels erbaute „Schwarze Turm“ in Eger, welcher schon zur Zeit der Karolinger errichtet worden ist und als Bollwerk gegen die Einfälle der Ungarn gedient haben soll.

Die horizontale Schichtung der Auswurfsmassen wird schon von Berzelius auf äolische Wirkung zurückgeführt; der Wind soll die gleichmäßige Ausbreitung des durch die jeweilige Explosion in die Luft geschleuderten Materials veranlaßt haben. Am Ende einer Reihe von Explosionen erfolgte, wie es die Regel ist, der Ausfluß des Lavastromes, der zugleich den Eruptionskanal verstopfte.

Ein ganz ähnlicher Schicht- oder Stratovulkan ist der etwa 8 *km* südlich ganz nahe der bayrischen Grenze gelegene **Eisenbühl** bei Boden, ebenfalls kaum 30 *m* hoch und mit sanftem Nordabfall, knapp angelagert an den breiteren Phyllithügel des Rehberges. Der Hügel selbst besteht zwar aus ungeschichteten Schlackenmassen, ganz ähnlich denjenigen des Kammerbühls, von seinem Fuße her steigen aber Lagen von feinen hellgrauen Aschentuffen den sanften Abhang des Rehberges hinauf, welche durch Zwischenlagen gröberer Lapilli wohlgeschichtet erscheinen. Die Schichtung fällt sanft südwärts, entsprechend der Neigung des Abhanges. Die Aschentuffe enthalten zahlreiche basaltische Bomben, oft mit Einschlüssen des Grundgebirges, und lose Trümmer von Quarzit, Phyllit und Basalt nebst Olivinknollen; auf der Höhe der Rehberges fehlen die Tuffe und der Phyllit liegt zu Tage. Offenbar sind sie auch hier einmal vorhanden gewesen und erst später abgetragen worden, denn sie erscheinen wieder in den Regenschluchten am Nordabhange des Rehberges in einer Mächtigkeit bis zu 6 *m* aufgeschlossen, 1·5 *km* vom Eisenbühl entfernt; ja selbst am Westabhange des Tillenberges, 5 *km* östlich vom vermutlichen Eruptionspunkte, konnte man die Aschenspuren nachweisen. Die Entfernungen sind allerdings nach den neueren Erfahrungen über explosive Eruptionen nicht erstaunlich. Die stärkeren Explosionen, welche das feine Aschenmaterial weithin verstreuten und die verschiedenen Auswürflinge emporbrachten, sind offenbar zuerst erfolgt; erst zuletzt bildete sich der aus Basaltschlacken bestehende Hügel.

Auch der Eisenbühl wurde von GOETHE besucht, und zwar im Jahre 1823 auf Anregung des Medizinalrates GRÜNER in Eger, der als der Entdecker dieser vulkanischen Bildungen gelten kann, und GOETHE verdanken wir auch die erste wissenschaftliche Nachricht über den Gegenstand. Später haben sich damit noch GUMPRECHT, A. E. REUSS und besonders GÜMBEL befaßt, aber die Erscheinungen wurden nie so umstritten wie am Kammerbühl.

Die vulkanischen Bildungen zwischen Neu-Albenreuth und Boden gehören offenbar zu den allerjüngsten in Nordböhmen; das geht schon aus den relativ geringen Veränderungen des Reliefs hervor, wenn man z. B. die tiefe Abtragung der Duppauer Masse, die Zerstörung eines gewaltigen Kegels bis auf den kristallinischen Schlot, in Vergleich zieht. GÜMBEL hält diese Eruptionen für diluvial.

VII. Abschnitt.

Das Erzgebirge.

Tepler Hochland, Kaiserwald und Siebenlinden-Gebirge. — Fichtelgebirge. — Münchberger Gneismasse und die thüringische Zone. — Das sächsische Granulitgebirge. — Steinkohlenflötze von Zwickau und Chemnitz. — Die Neudecker Mulde. — Das Freiberger Gneisgebirge. — Die gesenkte Altenberger Scholle. — Östliches Ende und Elbtalgebirge. — Isolierte Urgebirgsinseln im Süden des Erzgebirgsbruches. — Quarzgänge. — Erze. — Heilquellen.

Vom Rande des mittelböhmischen Granitstockes bei Klattau oder Nepomuk, durch den östlichen Teil der paläozoischen Mulde in nordöstlicher Richtung, über Pilsen, quer durch das Tepler Hochland gegen Marienbad, quer durch das Kaisergebirge, westlich an Falkenau vorbei über den schmalen Phyllitrücken von Maria-Kulm, durch das Urgebirge zwischen Asch und Graslitz hindurch, über Plauen durch das Vogtland, zwischen Schleiz und Greiz hindurch etwa bis Triptis an der Wasserscheide zwischen Saale und Elster — diese 180 *km* lange gerade Linie durchschneidet auf ihrer ganzen Erstreckung nordöstlich streichendes Gebirgsgefüge; alle durchquerten Gebirgsglieder sind Teile des gemeinsamen variscischen Bogens. Das Erzgebirge ist ein Teil, oder richtiger eine Gruppe von Teilen dieses Bogens, denn der große Bruch an seinem Südrande durchschneidet schräge das Gefüge des Bogens. Im Westen, etwa bis Joachimsthal, sind dem Abbruche die eben beschriebenen Kohlenbecken von Falkenau und Eger vorgelagert und im Süden derselben erheben sich in den Waldsassen, im Kaiserwalde und bei Karlsbad Höhen, welche die Individualisierung des Erzgebirges weniger deutlich hervortreten lassen. Erst weiter im Osten, wo das mittelböhmische Schiefergebiet unter der Kreide und unter den Alluvien des Elbtales verschwunden ist, wo weites offenes Land über Saaz und Brüx bis an den wallartigen Abbruch reicht und wo tiefe tertiäre Buchten

die Kuppen des Mittelgebirges nördlich umranden, erscheint das Erzgebirge als ein ansehnliches, orographisch schärfer umgrenztes Gebilde. Der sehr gleichförmige, zum größten Teile bewaldete Kamm von etwa 1000 *m* Seehöhe tritt mit flach welligem Verlaufe bald knapp an den Abbruch, bald entfernt er sich um ein geringes, je nach dem Maße der rückschreitenden Ausspülung der Täler an den beiden Seiten des Gebirges. Dort, wo er näher an den südlichen Abbruch herantritt, bietet er dem von Süden kommenden Beschauer eine eindrucksvollere Gebirgslandschaft. Wo der Kamm weiter zurücktritt, trifft man zwar auch den Abbruch mit den kurzen Quertälern, aber die höheren Kuppen bleiben mehr im Hintergrunde. Da die Reichsgrenze dem Kamme folgt, spiegelt sich auf diese Weise die größere oder geringere Breite des zu Böhmen fallenden Streifens bis zu einem gewissen Grade in dem landschaftlichen Bilde.

Im Westen scheinen die variscischen Züge des Erzgebirges innig verwachsen mit dem vorliegenden Urgebirge und hier soll der folgende Versuch einer Analyse der variscischen Faltenzüge seinen Ausgang nehmen

Tepler Hochland, Kaiserwald und Siebenlinden-Gebirge.

Wiederholt wurde bereits der plötzlichen Biegung im Streichen am Nordende des böhmischen Pfahles gedacht, welche zugleich die tektonische Begrenzung des nördlichen Böhmerwaldes bedeutet, und ebenso des Streifens von Glimmerschiefer, welcher aus der nordwestlichen Ecke des mittelböhmischen Schiefergebietes bei Plan über Neumarkt gegen Luditz und Chiesch sich ausdehnt und die normale Unterlage der großen Schiefermulde bildet. Der Glimmerschieferzug verbreitert sich gegen Nordost; Einlagerungen von Gneis ziehen hindurch und gegen Nordwest gewinnen massige und schiefrige dioritartige Amphibolite große Verbreitung. Sie bildet den Hauptstock des Tepler Hochlandes. Im Osten greifen einige Schollen von Rotliegendem aus der Gegend von Manetin über den Glimmerschiefer. Im Nordwesten, zwischen Einsiedel und Sangerberg, liegt, gegen Nordost elliptisch gestreckt, einer der größten basischen Stöcke der böhmischen Masse, bestehend aus Serpentin und Gabbro; er verrät sich jedoch nicht durch die sonst für Serpentin bezeichnende Oberfläche; dichter Wald bedeckt dieses Gebiet.[1]) Gegen Westen hin, d. i. gegen Marienbad, und gegen Norden bei Petschau endet das Amphibolitgebiet an Granit. Es sind dieselben Granite, welche bis Karlsbad reichen und im Osten von der Duppauer Basaltmasse bedeckt werden; sie bilden die Mitte des Kaiserwaldes und reichen im Südwesten bis Königswart und Sandau. Die weiter gegen Nord liegende Hauptmasse, von welcher diese Granitstöcke nur Teile sind, wird unten besprochen werden.

---

[1]) H. B. Paton. Die Serpentine und Amphibolgesteine nördlich von Marienbad. Tschermaks Min. Mitteil. N. F. X. 1888, S. 89—144. — F. Martin. Untersuchungen der Bahnstrecke Karlsbad—Marienbad. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1900, S. 419—468.

Rings von Granit umschlossen, ragt bei dem alten Bergorte Schlaggenwald und bei Schönfeld eine größere Gneismasse auf; ihr Streichen ist das normal variscische, d. i. gegen Nordost. Weiter gegen West erscheint zwischen den Granitstöcken Glimmerschiefer, der südlich von Königswart und Sandau Zusammenhang gewinnt und im Südwesten den Tillenberg, den orographischen Endpunkt des nördlichen Böhmerwaldes, nahe der Reichsgrenze bildet. Dem Glimmerschiefer folgt gegen Nordwest eine Zone von Phyllit, welche, aus Bayern über Neu-Albenreuth und nördlich vom Tillenberge herumziehend, dann gegen Nordost gerichtet den westlichen Rand des Kaiserwaldes begleitet. Dieser Phyllitstreifen tritt als der niedrige Hügelzug von Maria-Kulm über den Nordrand des Kaiserwaldes hinaus, trennt das Becken von Eger vom Falkenauer Becken und erreicht tatsächlich das Erzgebirge.[1]) Er bildet hier offenbar nur den Ostrand einer breiten Phyllitzone, welche den Untergrund der südlichen Hälfte des Egerer Beckens einnimmt, in großer Breite vom Kaiserwalde über Eger bis Franzensbad dieses Becken umsäumt und zugleich im Westen den Kaiserwald mit dem Fichtelgebirge verbindet. So bildet das Siebenlinden-Gebirge die Mitte einer großen Synklinale, welche von Waldsassen herüberstreichend den Rand der Ebene südlich von Eger erreicht.

Der Kammerbühl steht auf einem vom Tertiär verhüllten Sporen dieses Schieferzuges und hat Trümmer von Phyllit emporgebracht und unter seine Auswürflinge gemengt. Die Ausbruchstelle bei Alt-Albenreuth gehört demselben Schieferzuge an und indem der Zug gegen Südwesten nach Bayern eintritt, trägt er im Reichsforst das erwähnte Gebiet von Tuff, Schlacke und basaltischen Blöcken, welches da und dort ein höherer basaltischer Kegel überragt. Granit wird hier unter den vulkanischen Bildungen sichtbar und dürfte sich unterirdisch mit der Granitmasse des Steinwaldberges (940 *m*) vereinigen, welche oberhalb Erbendorf im Südosten den Schieferzug begrenzt. Gegen Nordwest schmiegt sich der letztere an den Südfuß des Fichtelgebirges. Südöstlich von Bayreuth erreicht er in seiner vollen Breite den Fichtelgebirgsrandbruch und versinkt hier, wie Gümbel ausführlich beschreibt, zugleich mit der gesamten Fortsetzung des variscischen Bogens und des Böhmerwaldes.

Fichtelgebirge, Münchberger Gneismasse und Thüringische Zone.

Die Granitmassen, welche den variscischen Bogen durchbrechen, haben die angrenzenden Gesteine verändert und bei sehr großen Stöcken kann man hier, sowie im südlichen Urgebirge bemerken, daß sie in einer Randzone, die selbst einige Kilometer breit werden kann, auch die Lagerung beeinflussen, indem sie die umgebenden Gesteine beiseite schieben. Aber eine Ablenkung des Hauptstreichens wird nicht herbeigeführt, denn die

[1]) F. Löwl beschreibt in diesem Hügelzuge eine nordwärts gerichtete Überschiebung von Glimmerschiefer auf Phyllit. — Die Granitkerne des Kaiserwaldes bei Marienbad. Prag 1888, S. 24—30.

variscischen Falten sind älter als diese Granite. Sie laufen nicht selten an die Granitgrenze heran und setzen jenseits des Stockes in gleicher Richtung fort, und die Gänge, welche der Granit in die gefalteten Nebengesteine entsendet, haben keine Faltung erlitten. GÜMBEL hat diese den älteren Anschauungen über die Erhebung der Gebirge völlig widersprechende Tatsache seit lange richtig erkannt und das Fichtelgebirge als ein Beispiel für ihre Richtigkeit hervorgehoben.[1])

Die breite, gegen Nordost gestreckte Masse des Fichtelgebirges wird oft in älteren geographischen Darstellungen als ein Muster eines selbständigen Gebirgsstockes geschildert, weil vier Flüsse, Eger, Saale, Main und Naab, nach verschiedenen Himmelsrichtungen von ihm abfließen. Seinem Baue nach besteht es aus zwei Elementen, nämlich aus einem gegen Nordost streichenden variscischen Faltenstücke und einem Granitstocke, welcher die höchsten Teile bildet.

Der Granitstock beginnt südlich von Wunsiedel mit einem hakenförmigen Vorsprunge, der von dem zweifachen Gipfel der Kössein (946 *m*) gegen Nordwest zum Ochsenkopfe (1015 *m*) zieht. Von hier gegen Nordost über den Schneeberg (1055 *m*) an den Quellen des Weiß-Main streckt sich der weit längere Ast der Hakenform, tritt bei Selb nach Böhmen und bildet als breiter, niedriger Rücken den nordwestlichen Rand des Egerer-Beckens (Kohlwang bei Wildstein 613 *m*).

Gneis erscheint in zwei Gebieten, nämlich nördlich von Wunsiedel in der hakenförmigen Biegung des Granitstockes und dann in Form eines längeren Streifens, dem Granite angelagert, bei Selb südlich von Asch, in beiden Strecken mit streng gegen Nordost gerichtetem variscischen Baue. Den Südrand des Fichtelgebirges begleitet der erwähnte Schieferzug des Reichsforstes und des Siebenlinden-Gebirges und an den Nordrand der Granitkuppen des Ochsenkopfes und des Schneeberges (West von Wunsiedel) sowie weiterhin an den Gneis von Selb schließt sich ebenfalls ein langer Zug von Glimmerschiefer und Phyllit. Kleinere Granitstöcke (Laitsch, Waldstein, Großer Kornberg) tauchen aus ihm hervor und im Südwesten erreicht er, ebenso wie der südliche Zug, den Randbruch bei Goldkronach.

Westlich vom Granitstocke des großen Kornberges verengt sich der nördliche Schieferzug; gegen seinen Nordrand stellen sich paläozoische Gesteine ein und man gelangt in der Entfernung von 6—7 *km* vom Nordrande des Fichtelgebirgsgranites an die selbständige Münchberger Gneismasse. Mit elliptischem Umrisse, etwa 32 *km* lang, hebt sie sich südwestlich von Hof aus der Umhüllung und reicht bei Berneck bis knapp an den Randbruch. Hornblendegneise und Glimmergneise, Amphibolite, Eklogite und Serpentine, spärliche Granulite, Gneise sowie kleine Granitstöcke „Syenitgranit") wurden hier von GÜMBEL unterschieden. Die Vergesell-

[1]) C. W. GÜMBEL. Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha 1879. Geognostische Beschreibung des Königreiches Bayern. III. Abteil., S. 628 u. a. a. O.

schaftung der Gesteine ist die im Donau-Moldaugebiete allgemein verbreitete und die Gneistypen dürften denen in der Gruppe der „Schiefergneise“ am besten entsprechen, wenn auch das Auftreten von chloritischen und talkartigen Mineralien (Sericit?) auf nachträgliche dynamische Veränderung schließen läßt. Das nordöstliche Streichen beherrscht fast allenthalben die breite Ellipse.

Der höchste Punkt (Kriegswald 725 *m*) gehört der Gneiszone des Nordrandes an; diese ist an mehreren Stellen nordwärts über die Nachbargesteine der Umrandung überschoben. Im Gegensatze zur schmalen schiefrigen Umrandung im Südosten gegen das Fichtelgebirge, breitet sich im Nordwesten, Norden und Nordosten der Münchberger Gneismasse eine reich gegliederte und in Nordost streichende, gefaltete Serie paläozoischer Sedimente aus, welche dem nördlichen Schiefersaume auflagert und noch das Untercarbon umfaßt. Dieser großen paläozoischen Zone, der Thüringischen Zone, gehört der Frankenwald an, ferner das Vogtland und ein großer Teil von Thüringen. Das tiefste, durch Fossilien bezeichnete Glied sind Schiefer, welche entweder dem höchsten Cambrium oder dem tiefsten Untersilur angehören; sie erscheinen bei Hof am Rande der Münchberger Gneismasse.[1]) Der böhmische Graptolithenschiefer e_1 ist an vielen Stellen bekannt, da und dort begleitet ihn der dunkle Kalkstein von e_2. Das Devon dagegen gleicht nicht jenem des mittleren Böhmen, sondern jenem des Rheins und der Sudeten; wie dort, fügen sich nämliche Tonschiefer von beträchtlicher Mächtigkeit ein und wie in den Sudeten, erscheint im Oberdevon der Clymenien-Kalkstein. Darüber folgt der Culm, ganz wie in den Sudeten durch die Einstreuung größerer Blöcke alter Felsarten ausgezeichnet, und an mehreren Punkten, wie z. B. bei Lehesten im Frankenwalde, werden im Culm Dachschiefer gebrochen, genau wie bei Bautsch in Mähren. Das Auftreten des untercarbonischen Kalksteines mit Productus liefert einen weiteren Vergleichspunkt mit den Sudeten.[2])

So wie hier am Außenrande die gefaltete Serie im Vergleich zu den inneren Gebieten der Masse ergänzt ist durch das Hinzutreten des marinen Untercarbon, so ist auch die postvariscische Decke vervollständigt durch Zechstein, Trias und weitere mesozoische Glieder bis zum Beginne der Kreide. Als tiefstes Glied der postvariscischen Decke wird das Obercarbon bei Stockheim und Erbendorf sichtbar. Die langen nordwestlichen Brüche wiederholen sich innerhalb der gesenkten Decke westlich vom Thüringer Walde, z. B. bei Schmalkalden und Meiningen, und ebenso östlich von demselben, z. B. bei Gotha, dann südlich von Jena und an vielen anderen Stellen, während der Thüringer Wald selbst samt dem Ringgau zwischen zwei solchen Brüchen als ein langer Horst und als Fort-

[1]) Barrande. Faune silurienne de Hof en Bavière, Prague 1868. — J. F. Pompeckj. Ein neu entdecktes Vorkommen von Tremadocfossilien bei Hof, 8⁰. Hof.

[2]) Eine gute Übersicht dieses Baues gaben Liebe und Zimmermann schon 1884 in den Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen. V., Heft 4.

setzung des Frankenwaldes aufragt (S. 12). Einzelne Teile der gefalteten Unterlage und Granitkuppen werden auch noch innerhalb dieses Horstes sichtbar. An der erwähnten Bahnlinie Saalfeld—Neustadt—Gera und in der Richtung auf Ronneburg verschwindet die gefaltete Thüringische Zone unter der Decke oder, richtiger gesagt, es wird an dieser Linie die Grenze erreicht, bis zu welcher bis heute die Abtragung der Decke vorgeschritten ist. Östlich von Ronneburg greift die Decke weit nach Süden vor.

Das ganze thüringische Gebiet ist von langen, breiten und anmutigen Tälern durchzogen, welche sich nordwärts aus dem gefalteten Gebirge in die Decke fortsetzen, wie die Täler der Saale und der Elster. Stromaufwärts gehend aber und in den Quellgebieten trifft man eine andere Landschaft an. Ihre Eigentümlichkeit ist wohl am besten ausgeprägt im Vogtlande, etwa auf der Strecke zwischen Plauen und Hof. Von jeder Höhe aus übersieht man ein weites, grünes, von einem höchst gewundenen Talsysteme in Rücken von annähernd gleicher Höhe aufgelöstes Hochland. Dunkle Flecken von Wald sind ausgestreut über seine mäßig gewölbten Flächen. Die Täler sind bald breit, bald eng und felsig und beeinflußt durch zwei Umstände, nämlich durch die Einschaltungen von Diabas in die höheren paläozoischen Schichten und durch die einstige weit größere Verbreitung der postvariscischen Decke. Der erste Umstand bewirkt örtliche Ablenkung, Talengen und felsige Lehnen; vermöge des zweiten Umstandes erscheint das heutige Talsystem, wenigstens zum Teile epigenetisch, als das wenig verzerrte Abbild eines weit älteren Talsystems, das sich vor Zeiten über der Decke in voller Unabhängigkeit von den variscischen Falten entwickelt hat, die es jetzt nach jeder Richtung durchschneidet.

Das sächsische Granulitgebirge, Flötze von Zwickau und Chemnitz.

Im Jahre 1883 hat H. Credner in einem lehrreichen Vortrage den Bau des westlich von der Elbe liegenden Teiles von Sachsen dargelegt. Er unterschied drei Faltensättel, und zwar das Erzgebirge (1000—1200 *m*), vor demselben nördlich von Chemnitz das Granulit- oder Mittelgebirge (bis 485 *m*) und weiter im Norden das Strehlaer Gebirge (am Kolm bei Oschatz bis 300 *m*), dessen Ausläufer sich im Westen bis Leipzig verfolgen lassen.[1]) Die letztgenannten Höhen liegen vereinzelt in der Ebene und der Verband mit dem großen Bogen ist schwer zu ermitteln.

Das Granulitgebirge dagegen bildet ähnlich der Münchberger Gneismasse eine gegen Nordost gestreckte Ellipse von 50 *km* Länge und 18 *km* Breite zwischen den Städten Glauchau und Döbeln; überhaupt gleicht dieser Aufbruch sowohl der Lage vor dem Erzgebirge nach, als auch durch die Natur der Gesteine sehr dem Gneisaufbruche von Münchberg; dem Baue nach stellt er ziemlich regelmäßige Kuppel dar, und die Schieferungsflächen

[1]) H. Credner. Über das erzgebirgische Faltensystem. Vortrag, gehalten auf dem allgemeinen deutschen Bergmannstage zu Dresden am 3. September 1883. Dresden. — Derselbe. Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung. Leipzig 1884.

neigen sich mit wenigen Ausnahmen ringsum gegen außen. Die Mitte wird vom Granulit eingenommen; in den höheren Horizonten erscheinen Augengranulite und Einlagerungen von Flasergabbro und Serpentin; dann folgt ringsum eine Zone von Glimmerschiefer und auf diese eine Zone von Phyllit, welche aber im Süden durch eine Verwerfung abgeschnitten und verdeckt ist. Der Granulit ist von Granitgängen durchsetzt, von denen aber der größte bei Mittweida mit einer Breite von $1^1/_2$ *km* bereits die Bezeichnung eines Granitstockes verdient.

Zugleich mit den bezeichnendsten Gesteinen des südlichen Urgebirges kehren hier auch in kleinerem Maßstabe dessen Oberflächenformen wieder. Credner schildert in anschaulicher Weise, wie sich die Schlösser an die felsigen Kanten der Täler gesetzt, wie der Ackerbau sich auf den flachen Höhen entwickelt und dann die Industrie die Wasserläufe und Talböden aufgesucht hat. Der Granulit hat der Abtragung weniger widerstanden als der umgebende Glimmerschiefer; dieser ragt als äußerer Kranz höher empor und ist von engeren Tälern durchschnitten als die Mitte. Die oben erwähnte Höhe von 485 *m* gehört diesem Kranze an. Man könnte somit fast ebensogut von einer Granulitmulde wie von einem Granulitgebirge sprechen und die Mitte liegt so tief, daß sogar die oligocäne Braunkohle des nördlichen Sachsen mit Flötzen von 3—6 *m* Mächtigkeit bis hieher vordringt.

Die beiden Ellipsen von Grundgebirgsgesteinen, das Granulitgebirge und die Münchberger Gneismasse, liegen in der gleichen Streichrichtung; die beiden genäherten Endpunkte sind etwa 80 *km* voneinander entfernt. Die Grenzlinie der postvariscischen Decke, welche, wie gesagt, vom Südwesten her bis Ronneburg bei Gera geradlinig verläuft, greift von da an tief ein gegen Süden, und schließt sich an den Westrand des Granulitgebirges; von Zwickau ostwärts legen sich diese transgredierenden Sedimente in die Furche zwischen dem Erzgebirge und dem Granulitgebirge und erstrecken sich bis Chemnitz und Flöha. Die ältere gefaltete thüringische Serie erscheint gleichfalls in diesem gegen Nordost keilförmig sich verengenden Streifen und dringt bis Frankenberg und Hainichen nordwestlich von Freiberg vor. Kieselschiefer, öfters mit obersilurischen Graptolithen, liegen hier steil aufgerichtet an der Nordseite des Erzgebirges; in Spuren tauchen sie wieder auf an der Südseite des Granulitgebirges. Bedeutende Verwerfungen durchschneiden das Gebiet und lassen kleine Horste von Glimmerschiefer und Gneis mitten in diesem trennenden Streifen sichtbar werden; sie bilden das Hainichen-Frankenberger Zwischengebirge. Zugleich stellt sich längs der Südseite des Granulitgebirges ein etwa 30 *km* langer Zug von Culm ein, discordant bald auf Silur, bald auf archaischen Schiefern ruhend und dabei nachträglich vielfach gestört; er enthält bis zu 1 *m* mächtige untercarbonische Flötze.

So ist der Sachverhalt im nordöstlichen, verschmälerten Streifen; im Südwesten, wo der Raum zwischen dem Granulitgebirge und dem Erzgebirge viel breiter ist, dringt, wie erwähnt, in flacher Lagerung von Zwickau

her bis über Chemnitz die postvariscische Decke herein. Sie beginnt, wie an vielen anderen Orten, mit obercarbonischen Flötzen; ihnen ist das Rotliegende aufgelagert; der Bergbau von Flöha bei Chemnitz hat gezeigt, daß Obercarbon und Rotliegendes hier nicht weniger als 900 *m* mächtig sind. Die Flötzvorkommnisse von Lugau und von Zwickau verraten eine beträchtliche Abtragung des Obercarbon von Chemnitz im Südwesten zur Zeit des unteren Rotliegenden oder vor demselben.[1]) Man trifft demnach in dem Streifen zwischen dem Erzgebirge und dem Granulitgebirge sowohl die aufgerichteten Flötze des Untercarbon als auch die flachgelagerten obercarbonischen Flötze an der Basis der postvariscischen Decke. Die letzteren sind den Flötzen von Stockheim am Fichtelgebirgsrandbruche und noch mehr jenen des bald zu besprechenden niederschlesischen Flötzreviers zu vergleichen.

Die Neudecker Schiefermulde.

Nach Besprechung der umliegenden Strecken sei nun das eigentliche Erzgebirge ins Auge gefaßt, d. i. der breite Rücken, welcher sich vom Egerer Becken bis zur Elbe erstreckt. Die Mannigfaltigkeit der Struktur und der vorgeschrittene Zustand der Studien bieten aber eine solche Fülle von Erfahrungen, daß eine Beschränkung auf eine geringe Auswahl des Bekannten geboten ist. Für den ganzen Norden besitzen wir in den Erläuterungen zu der unter Credners Leitung von vielen trefflichen Beobachtern ausgeführten geologischen Spezialkarte von Sachsen einen Schatz von zuverlässigen Darstellungen. Für das österreichische Gebiet sind in erster Linie die Arbeiten von Jokély und Laube maßgebend.[2])

Der lange und gleichförmige Abbruch, welcher die Braunkohlenbecken überschaut, ist allerdings für die böhmische Masse eine orographische Erscheinung ersten Ranges; aber die Einheit, welche er dem Erzgebirge verleiht, ist nur eine ganz äußerliche, denn er durchschneidet zwei voneinander sehr verschiedene Gebirgsteile. Ihre Grenze verläuft von Joachimstal quer über das Erzgebirge nach Freiberg; sie wurde bereits von Laube richtig erkannt. Der östliche Teil des Gebirges soll hier als das Freiberger Gneisgebirge, der westliche als die Neudecker Mulde bezeichnet werden.

Die beschriebenen vier Gneisaufbrüche im Vereine mit dem Freiberger Gneisgebirge ordnen sich zu einem gegen Norden offenen Bogen. In der Mitte, im Südosten, liegen der Kaiserwald und die Hornblendegesteine des Tepler Hochlandes, gegen West das Fichtelgebirge und vor demselben die Münchberger Gneismasse, gegen Nordost das große Freiberger Gneisgebirge und vor diesem das sächsische Granulitgebirge. Ein Saum von Glimmerschiefer umgürtet den gegen Nordwest offenen Bogen, und ist, wie es scheint,

[1]) H. Mietsch. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen. Sektion Zwickau. Bl. 111, 1877; Th. Siegert. Sektion Stollberg-Lugau. Bl. 113 u. a.

[2]) Jokély. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1856—58. — G. Laube. Geologie des böhmischen Erzgebirges. Archiv f. naturw. Landesdurchforschung Böhmens. Prag 1876 u. 1887.

allseitig der Unterlage normal aufgelagert. Er lehnt sich an den Nordostrand der Münchberger Gneismasse, tritt zwischen diese und das Fichtelgebirge ein, begleitet die Nordseite des letzteren über Selb und Asch und erreicht Gossengrün und Bleistadt nördlich von Falkenau, wo er von Granit abgeschnitten wird. Aber jenseits des Granites bei Abertham und Joachimsthal erscheint er wieder in voller Breite; er bildet den Fichtelberg (1204 *m*) und umgibt, gegen Westen ausweichend, eine breite Antiklinale, welche sich von Annaberg her aus dem Freiberger Gneisgebiete gegen Westen vorschiebt. Als breiter Zug über Zschoppau her streichend, erscheint er nach einer Unterbrechung durch den Tonschieferzug wieder im Frankenberg-Hainichen Zwischengebirge und tritt in ähnlicher Weise an das Granulitgebirge heran, wie weit im Südwesten an den Rand der Münchberger Gneismasse.

Dieser große, flache Bogen ist nicht von Brüchen begrenzt. Die Gneismassen scheinen auf allen Seiten allmählich unter denselben hinabzusinken. Im Innern fügt sich in den Bogen in regelmäßig konzentrischer Folge eine breite Zone von Phyllit, welche von Dalmer in eine untere, in ihren tiefsten Teilen durch Einschaltungen von Eklogit (z. B. Herrenmühle bei Joachimsthal) und von dioritischen Gesteinen ausgezeichnete und in eine obere Zone gegliedert wird.[1]) Im Norden reicht die Zone der oberen Phyllite bis an das Rotliegende von Zwickau; im Westen wird sie von einer breiten cambrischen Zone überlagert und über dieser folgen, vielfach von Verwerfungen durchschnitten, bei Hof, bei Ölsnitz und bei Reichenbach Silur, Devon und Untercarbon. Man kann diese gegen Nordwest abdachende Ausfüllung der Mulde als eine Fortsetzung der paläozoischen Schichtserie auffassen, welche am Fichtelgebirgsrandbruch als die thüringische Zone bezeichnet wurde, oder vielleicht als eine breite selbständige Zone, welche sich über die Linie Hof—Glauchau südwärts vorschiebt. Im ganzen bestätigt sich die von Laube festgestellte Tatsache, daß in diesem Teile des Erzgebirges, gegenüber vom Kaiserwalde, kein Gneis angetroffen wird.

Quer über die Mitte der langgestreckten Mulde legt sich der Granit von Neudeck-Eibenstock, welcher der Gegenstand vielfacher und eingehender Forschung gewesen ist. Der Hauptstock reicht aus der Gegend von Schneeberg in Sachsen quer über die östlichen Ausläufer des Falkenauer Beckens und über Karlsbad bis an den Rand des Tepler Hochlandes. Rings um den Hauptstock sind kleinere Stöcke in unregelmäßiger Weise gruppiert; der größte unter diesen, der Kirchberger Stock, ist im Norden vorgelagert; der Stock von Lauterbach liegt gegen Nordwest. Kleinere Kuppen liegen gegen Nordost bei Aue, Schneeberg und Schwarzenberg und dann in größerer Entfernung bei Geyer und Ehrenfriedersdorf (nordwestlich von Annaberg).

[1]) K. Dalmer. Die westerzgebirgische Granitmassivzone. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1900, Oktoberheft, S. 296. Diesem Aufsatze ist hauptsächlich die folgende Darstellung entnommen. Bei Wildenfels, südöstlich von Zwickau, wird zwischen Verwerfungen Glimmerschiefer sichtbar; er dürfte als äußerster Ausläufer des Granulitgebirges anzusehen sein.

Ein weiterer etwas größerer Aufbruch befindet sich knapp am Ostrande bei Platten. Hier am Schiefergebiete läßt sich die Abgrenzung der Granite leichter durchführen als im Süden, wo die Ostseite des Karlsbader Granites von der Basaltmasse von Duppau überdeckt ist. Über Petschau reicht der Granit bis Königswart und er setzt sich in kleineren Vorkommnissen innerhalb des archaischen Gebietes noch so weit fort, daß Hochstetter sogar die Vermutung aussprach, derselbe Granit könne noch südlich von Marienbad mit dem langen Granitzuge in Verbindung stehen, der vom Altbache unweit Marienbad über Plan, Hayd und Neustadt weit gegen Süd den Böhmerwald durchzieht.[1])

Der Granit durchkreuzt völlig unabhängig von seiner Umgebung die verschiedenen Gesteinszüge. In seinem südlichen Teile liegt der Hauptstock in Gneis; dann durchdringt er den Glimmerschiefer und die beiden Phyllitzonen; die Stöcke von Kirchberg und Lauterbach liegen teils im oberen Phyllit teils in cambrischen Gesteinen, die östlichen Kuppen zwischen Platten und Aue im Gneis, Glimmerschiefer und untern Phyllit und die nordöstlichen von Geyer und Ehrenfriedersdorf im Glimmerschiefer.

Die Versuche, die Granite des Erzgebirges zu unterscheiden und zu gruppieren, haben zu einem Ergebnisse geführt, das darum befriedigend sein dürfte, weil es eine gewisse Übereinstimmung zwischen der Beschaffenheit und der Art des Vorkommens erkennen läßt. In ihrem gesamten äußeren Habitus, in der Größe des Kornes, in dem Charakter der porphyrischen Feldspate, in den Verwitterungsformen sind die hier herrschenden Granite den im südlichen Urgebirge und namentlich im nahen Böhmerwalde verbreiteten Varietäten sehr ähnlich. Man unterscheidet nach Dalmer:

1. Biotitgranit (Gebirgsgranit), bestehend aus Orthoklas, Oligoklas, Quarz und schwach lithionhaltigem Biotit. Er bildet z. B. den durch seine großen Orthoklaszwillinge wohlbekannten grobkörnigen Granit des Hirschensprunges bei Karlsbad.

2. Zweiglimmerigen Granit, in welchem primärer Kaliglimmer und kalkärmerer Plagioklas hinzutreten.

3. Lithionit-Albit-Granit (Erzgebirgsgranit Laube's), bestehend aus Orthoklas, Albit, wenig Oligoklas, Quarz und dunklem, magnesiarmen Lithionglimmer. Das häufige Vorkommen von Topas und Turmalin, also von fluor- und borhältigen Mineralien, erinnert an die Begleitgesteine der Zinnerzlagerstätten, von denen später die Rede sein wird.

Innerhalb der hier betrachteten Granitstöcke nimmt der Lithionitgranit auffallenderweise die Mitte ein, während die beiden anderen Varietäten der Peripherie angehören. Er bildet den ganzen Norden des Neudecker Stockes samt dem Stocke von Platten, während alle umliegenden Stöcke entweder aus Biotitgranit oder aus Zweiglimmergranit bestehen. Weiter im Süden bei Neudeck besteht die Mitte des Hauptstockes auch aus Lithionitgranit, während gegen Westen und Osten, gegen Graslitz wie gegen Joachims-

[1]) Hochstetter. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Bd. VI, 1855, S. 778—809.

thal, Biotitgranit den Außenrand bildet. Bei Karlsbad ist der Lithionitgranit durch den feinkörnigen Granit des Dreikreuzberges vertreten und ihm gehören innerhalb des Kaiserwaldes neben einigen kleineren Vorkommnissen ein größerer Stock westlich von Schlaggenwald und ein zweiter im Norden von Königswart an. Auch hier bildet der Biotitgranit alle peripherischen Teile, so bei Petschau, Marienbad, Sandau u. s. w.

Wo im Erzgebirge der Lithionitgranit auftritt, erweist er sich gegenüber den anderen Abarten stets als das jüngere Gestein, er trennt sich scharf von den anderen Graniten und entsendet Gänge in dieselben. Eine derartige Abänderung der Granite ist in den großen Stöcken des südlichen Urgebirges nicht bekannt und die verbreiteten gangförmigen Nachschübe mit Turmalin oder auch mit Lithionglimmer lassen sich nicht vergleichen mit den stockförmigen Vorkommnissen des Erzgebirges.

Kontakterscheinungen können am Phyllit rings um den Neudecker Stock sowie auch an den kleineren Stöcken in ausgezeichneter Weise beobachtet werden, und es kann die veränderte Zone 2—3 *km* Breite erreichen. Auf eine äußere Zone von Fruchtschiefer mit Körnern von Cordierit, Andalusit und Rutil folgt eine innere Zone von Andalusithornfels, welche den höchsten Grad der Veränderung anzeigt. In den Erzgruben von Schneeberg wurde nach Dalmer eine Breite von 200—250 *m* für die innere und eine Breite von 550—600 *m* für die äußere Zone nachgewiesen. Turmalinisierung und die weit seltenere Topasierung in der Kontaktzone wurden durch Bor- und Fluoremanationen herbeigeführt.

Die Phyllite der großen Mulde sind anscheinend nur wenig gefaltet und neigen sich flach gegen die Muldenmitte; in der unmittelbaren Nähe des Granites sind sie aber öfters steil aufgerichtet und folgen dann mit abgelenktem Streichen dem Granitrande.[1]) Die Störung der Phyllite ist jedoch nicht bedeutend und die Anzeichen einer Verdrängung der Schiefermasse so gering, daß auch hier, wie an manchen anderen Orten, der Gedanke nahegerückt wird an ein Einschmelzen des Schiefers in den Granit oder, wie Dalmer sagt, an das „Hineinfressen des Granites“, trotzdem die chemische Zusammensetzung des Granites hiefür keine Anhaltspunkte darbietet.

An vielen Stellen sind die Spuren einer Überdachung durch den Phyllit sichtbar. Östlich von Graslitz steigt aus der Kontaktzone eine $6\frac{1}{2}$ *km* lange Zunge von Andalusitglimmerschiefer in einer Mulde des Granites auf seinem Rücken bis zu beträchtlicher Höhe hinauf. Man hielt sie für einen eingezwängten Keil, während sie nur ein Stück der Decke darstellt und ihre Fortsetzung sich in vereinzelten ähnlichen Lappen auf der Oberfläche des Granitstockes findet.[2]) Größere Schieferschollen liegen mitten auf dem Lithionitgranit bei Eibenstock.

Löwl war der Meinung, daß die einzelnen Granitkuppen Laccolithen,

[1]) Laube. Erzgebirge. S. 147 u. 171.

[2]) C. Gäbert. Die geologische Umgebung von Graslitz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XLIX., 1899, S. 581—640.

d. i. kuchenförmige selbständige Intrusivkörper seien,[1]) DALMER dagegen vertritt die Ansicht, daß sie kuppenförmige Erhebungen einer in der Tiefe zusammenhängenden Masse seien. Für die letztere Ansicht sprechen verschiedene Umstände, zunächst daß die kleinen Kuppen ebenso breite Kontaktgürtel besitzen wie die großen, daß das Einfallen des Granites unter den Schiefer, wie der Bergbau zeigt, in der Regel sehr flach ist und daß direkte Verbindungen kleinerer Stöcke mit dem Neudecker Hauptstocke durch den Bergbau ermittelt wurden; ferner daß Kontaktspuren, wie Fruchtschiefer und auch turmalinisierte Schiefer auch fern von Granitstöcken angetroffen werden. Hieraus wäre zu schließen, daß sich der Granit unterirdisch weit über die sichtbaren Stöcke ausdehnt und sich namentlich ostwärts bis Annaberg oder Marienberg erstreckt.

Die Granite sind, nach ihrer ganzen Lagerung zu schließen, gewiß nicht älter als die variscische Faltung und da die Trümmer der Kontaktgesteine sich bereits in den Conglomeraten des Rotliegenden vorfinden, ist es das Wahrscheinlichste, das ihr Eindringen in den Phyllit der Zeit nach nahe zusammenfällt mit der großen Faltung.

Sehr viele Fragen harren noch der Lösung. Das Eindringen des Lithionitgranites in den Biotitgranit deutet auf eine Aufeinanderfolge von Nachschüben, wie sie REYER beschreibt;[2]) doch ist es schwierig, die übrig gebliebenen Schollen des einstigen Daches von Phyllit mit dieser Vorstellung zu vereinigen.

So tritt zwischen Eger und Joachimsthal eine breite Phyllitmulde an den Gebirgsrand, quer durchbrochen von einem jüngeren Granitstocke. So wie die umliegenden Teile des Erzgebirges, wird auch dieses Gebiet von Nordnordwest und Nordwest streichenden Quarzgängen durchzogen. Porphyrgänge treten stellenweise auf, insbesondere bei Joachimsthal; die Basalte daselbst wurden bereits oben (S. 183) erwähnt.

Das Freiberger Gneisgebirge.

Am gangen Westrande der Neudecker Mulde, aus der Gegend von Freiberg bis zum Keilberge (1244 *m*) bei Joachimsthal hebt sich Gneis als Unterlage unter dem Glimmerschiefer hervor; gegen Nordost bis Oberleutensdorf begrenzt ihn der Bruchrand; von hier an begrenzt ihn ein gewaltiger Verwurf, welcher, von einem Gange von Granitporphyr begleitet, aus der Gegend von Dippoldiswalde (südlich von Dresden) mehr als 30 *km* weit gegen Süden läuft, bis er am Abbruche verschwindet. Im Norden verläuft die Gneisgrenze sehr unregelmäßig infolge des Hereingreifens der Ebene und der Schollen von Rotliegendem, seine Ausläufer erstrecken sich aber bis Siebenlehn nördlich von Freiberg und bis Tharandt, nicht mehr weit von Dresden.

[1]) LÖWL. Granitkerne etc. S. 28 ff.

[2]) E. REYER. Tektonik der Granitergüsse von Neudeck und Karlsbad und Geschichte des Zinnbergbaues im Erzgebirge. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1879, XXIX, S. 405.

Die älteren Beobachter haben in diesem großen Gneisgebiete einen roten und einen grauen Gneis zu unterscheiden gesucht; diese Trennung läßt sich in dem alten Sinne nicht mehr aufrecht halten. Auch in Bezug auf die Trennung des Gneises vom Glimmerschiefer und des letzteren vom Phyllit hat wenigstens in früheren Jahren nicht volle Übereinstimmung bei allen Forschern bestanden. Ich folge hier, ohne auf Einzelheiten einzugehen, der Einteilung, welche Herm. Müller[1]) seinen letzten Darstellungen des Freiberger Erzrevieres zu Grunde gelegt hat. Es werden zwei Stufen unterschieden: Die untere Stufe der Gneisformation, bestehend vorwiegend aus sogenannten grauen Gneisen (Biotitgneis), und die obere Stufe der Gneisformation von mannigfaltigerer Zusammensetzung, in welcher zweiglimmerige, plagioklasreiche (graue) Gneise und reine Muskowitgneise (rote Gneise) mit Orthoklas und Albit vorherrschen; sie enthält als bezeichnende Einlagerungen Eklogit, Amphibolit, Serpentin, Gabbro, körnigen Kalkstein und Dolomit. In ihnen dürfte man ein Analogon der „Schiefergneise" des Waldviertels und des Bandes von gröberschuppigen Gneisen wiedererkennen, welche den Ostrand des Donau-Moldau-Gebietes bis zum Eisengebirge begleiten (II. Abschnitt S. 33). Die grauen Gneise dagegen sind in ihrem äußern Habitus den Biotitgneisen vom Gföhler Typus verwandt; freilich ist dort wie an der ganzen moravischen Grenze die Lagerung eine verkehrte. Gesteine vom moravischen Typus, dem Bittescher Gneise vergleichbar, fehlen im ganzen Erzgebirge. Durch die ganze mächtige Serie vom Gneis zum Glimmerschiefer, zum Phyllit und in die ältesten paläozoischen Schiefer herrscht, wie am Südrande des Tepler Hochlandes und in anderen Gegenden scheinbare Konkordanz.

Im Norden des Freiberger Gneisgebietes hebt sich der untere graue Gneis aus den überlagernden Gneisen; er bildet eine domförmige Aufwölbung von elliptischem Umriß, deren Hauptachse von etwa 17 *km* Länge sich vom Weiseritztale westwärts über Freiberg hinaus erstreckt. Die höheren Gneiskuppen umgeben den Dom mit großer Regelmäßigkeit, in der Mitte flach gelagert, nehmen sie gegen außen immer steilere Neigungswinkel an. Die obere Gneisstufe ist südwestlich von Freiberg, gegen Schellenberg hin, gut entwickelt, nimmt von hier gegen Südost noch mehr an Breite zu und erreicht im Tale der Flöhe die böhmische Grenze. Auch nördlich von Freiberg ist der Gürtel der oberen Gneisstufe gut sichtbar, er versinkt hier bald unter der Decke von jüngeren Bildungen, die mutmaßliche Fortsetzung erscheint aber wieder südlich von Tharant. Aus dem südlichen Teile dieser breiten Umgürtung tauchen auch vereinzelte kleinere Inseln des alten Gneises hervor.[2])

Diese breite, ziemlich flache und regelmäßige Wölbung, welche den ganzen Nordwesten des östlichen Erzgebirges einnimmt, soll hier als die Freiberger Kuppel bezeichnet werden. Im Osten wird sie von der Ver-

[1]) H. Müller. Die Erzgänge des Freiberger Bergreviers. Erläuterung zur geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen. Leipzig 1901.

[2]) H. Müller. l. c. S. 38 u. 43.

werfung von Dippoldiswalde abgeschnitten, während sie im Westen normal unter die Glimmerschiefer der Neudecker Mulde hinabsinkt und im Norden mit unregelmäßigem Umriß unter der jüngeren Bedeckung verschwindet. Ihr gehört das berühmte Freiberger Erzrevier an und ein großer Teil der Erzgänge durchschneidet den grauen Gneis gerade in der Mitte der Kuppel.

Die Zone von Glimmerschiefer, welche das Gneisgebirge im Süden der Freiberger Kuppel gegen die Neudecker Mulde begrenzt, bildet im Weststüdwesten von Annaberg einen auffallenden Vorsprung gegen West und wo sie wieder zurückweicht, erhebt sich auf ihr der Eisensteinberg (1028 *m*) und in der Mitte der konkaven Stelle der Fichtelberg (1204 *m*) an der böhmischen Grenze. Der vorspringende Teil entspricht, wie erwähnt, dem Hervortreten eines Sattels von Gneis. Der vereinzelte Gneisaufbruch von Schwarzenberg (Ostnordost von Eibenstock), innerhalb des Glimmerschiefers, dürfte ein Vorläufer dieses Sattels sein, der sich dann in ganzer Breite aus dem rings abfallenden Glimmerschiefer erhebt, über Annaberg und Marienberg gegen Ostnordost streicht und sich an die südlichen Zonen der Freiberger Kuppel anschmiegt.[1])

Südöstlich von Annaberg schließt sich an diesen Sattel wieder eine Mulde mit Gesteinen der oberen Gneisstufe, aber bald, unweit östlich, etwa vom Preßnitztale an, taucht unterhalb der Mulde abermals eine Zone von grauem Gneis hervor; sie streicht mit rein östlicher Richtung über die böhmische Grenze an den Quellen der Assig nordwestlich vom Sebastiansberg und verbreitert sich bedeutend gegen Norden. Ihr gehört das ganze Gebirge zwischen Katharinaberg und Platten samt dem Bernsteingebirge an und sie wird südlich von Oberleutensdorf in ihrer ganzen Breite vom Abbruche schräge durchschnitten. Eine besonders deutliche und große ostweststreichende Antiklinale von grauem Gneis gelangt am Tannichberge und Seeberge bei Eisenberg zwischen Oberleutensdorf und Görkau zum Abbruche. Dieselbe scheint den Bau des größten Teiles dieses Gebietes zu beherrschen; örtlich tritt Fächerstellung ein und es dürfte auch eine Anzahl von mehr oder minder parallelen Nebenfalten vorhanden sein.

Südlich von Platten ziehen mit derselben ostwestlichen Richtung jüngere Gneise hindurch; in wiederholte Falten gelegt und in Verbindung mit Glimmerschiefern bilden sie den größten Teil der südlichen Berge. Ein besonders deutlicher Faltenzug, läßt sich vom Keilberge unweit Joachimsthal bis an den Abbruch westlich von Komotau verfolgen. Unter dem Keilberge und unterhalb Kupferberg streichen Längsbrüche hindurch.[2])

So haben Laubes Arbeiten gezeigt, wie die ostwestlichen Falten von Gneis, im Süden auch von Glimmerschiefer, vom Erzgebirgsbruche der Reihe nach schräge abgeschnitten werden.

Südlich vom Abbruch auf einer langen Strecke im Egertale, zuerst bei Egermühle östlich von Schlackenwerth bis unterhalb Kaaden sind neuerdings

[1]) H. Müller l. c. S. 56.
[2]) Laube. Erzgebirge. II. Teil, S. 90, 143, 172, 253 u. a. a. O.



Fig. 47. Egertal unterhalb Wotsch. Granulitfelsen (links) am Flusse, überlagert von Basaltkuppen der Duppauer Masse (rechts).

alte Felsarten entblößt. Merkwürdigerweise treten hier Granulite auf, in der gleichen Ausbildung wie man sie nördlich vom Erzgebirge im sächsischen Granulitgebiete und weit im Süden im Donau-Moldaugebiete, aber nicht im großen Freiberger Gneisgebiete antrifft. Die hellfarbigen Gesteine mit ihrer scharfkantigen Klüftung stechen lebhaft ab von den basaltischen Ergüssen und Durchbrüchen, welche in ihrem oberen Teile die lange Reihe von Aufschlüssen begleiten. Stromabwärts gegen Klösterle und Kaaden nimmt der Granulit Glimmer auf und geht allmählich über in Biotitgneis.

Es ist bisher nicht gelungen, einen tektonischen Verband zwischen diesen Gesteinen des Egertales und dem benachbarten Gneis des Erzgebirges festzustellen. Laube hielt dieses Granulitgebiet für eine gestörte, aus dem Zusammenhang gerissene Scholle.[1])

Der Übergang des ostnordoststreichenden Annaberger Gneissattels in die ausgesprochene Ostwestrichtung, welche den ganzen böhmischen Anteil dieses Gneisgebirges beherrscht, weist darauf hin, daß man sich hier in der Nähe des nördlichen Scheitels einer variscischen Hauptzone befindet. In der Ostwestrichtung der Faltung und der Nordostrichtung des fast geradlinigen Abbruches zeigt sich von neuem die Unabhängigkeit dieses Abbruches und der Gestalt des Erzgebirges von seinem inneren Baue. Auch erkennt man leicht, daß diese ostwestlichen Falten in die Richtung südlich von Leitmeritz hinausstreben und daß sie, bogenförmig verlängert, niemals die Sudeten erreichen, sondern im oberen Elbtale, südlich von den Sudeten, etwa zwischen diesen und dem Eisengebirge, anlangen würden.

Oben wurde der Steinkohlenflötze von Flöha bei Chemnitz gedacht. Geht man den Flöhebach aufwärts, so trifft man noch vereinzelte Spuren des Rotliegenden bis Olbernhau, nahe der österreichischen Grenze. An der Grenze selbst, in dem Dreiecke zwischen zwei Bächen, welche von Süden der Flöhe zufließen, hat sich bei Brandau, nördlich von Katharinenberg, auch ein Stück des Carbon erhalten und es steht daselbst ein treffliches, 1·75 *m* mächtiges Anthrazitflötz in Abbau; dieses entspricht stratigraphisch dem Liegendflötze von Flöha und Zwickau. Über demselben liegen noch 60 *m* von Conglomerat, wechselnd mit Porphyrtuff, welche dem Rotliegenden zugezählt werden. Basaltgänge durchsetzen die ganze Scholle und die Reste eines basaltischen Ergusses lassen die Ursache erkennen, welcher nach Jokély und Laube die Bewahrung der nur $2\frac{1}{2}$ km^2 großen Scholle zuzuschreiben ist.[2])

---

[1]) Laube. Erzgebirge. II. Teil, S. 38, 92, 102, 254 für die petrographische Beschaffenheit. Dathe. Zeitschr. d. deutschen geolog. Gesellschaft 1882, XXXIV, S. 25.

F. Löwl. Der Gebirgsbau des mittleren Egertales. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXXII, 1882, S. 537.

[2]) O. Feistmantel. Die Steinkohlenablagerung von Brandau. Sitzungsber. d. böhm. Ges. d. Wissensch. 1873, S. 49—54. Laube. Erzgebirge, II. Teil, S. 177.

Die Altenberger Gneisscholle (s. Kärtchen Fig. 48).

Östlich vom Freiberger Gneisgebirge, jenseits des langen Porphyrganges von Dippoldiswalde und Oberleutensdorf, ist eine dreieckige Gneisscholle, offenbar ein Stück der Freiberger Gneisscholle selbst, an gewaltigen Dislokationen verschoben, und, wie es scheint, wie in einen Graben abgesunken. Die Wessteite des Dreieckes bildet der erwähnte Porphyrgang; der Scheitel liegt bei Dippoldiswalde, die zweite Langseite zieht von hier nach Graupen, und die Basis im Süden fällt mit dem Erzgebirgsbruch zusammen. Dieser ist ohne Zweifel weit jünger als die Abtrennung der Scholle; sie hat aller Wahrscheinlichkeit nach über die Linie Oberleutensdorf—Graupen noch weit nach Süden gereicht. Abermals kann man erkennen, daß der für das landschaftliche Bild so maßgebende Abbruch in keiner Beziehung steht zum inneren Baue, denn in der Tat tritt die große Gneisversenkung mit dem ganzen Gefolge der sie begleitenden Eruptivgesteine in der Landschaft kaum hervor. Ein vereinzelter basaltischer Kegel, der viel später der abgetragenen Oberfläche aufgesetzt wurde, der Geisingberg östlich von Altenberg, fesselt das Auge in weit höherem Grade als die langen und mehrere Kilometer breiten Eruptivgänge, welche hier den Erdkörper durchsetzen. Zwar ragen auch sie infolge der größeren Widerstandsfähigkeit ihrer Felsart etwas empor über das umgebende Land; doch wird anstehender Fels nur ausnahmsweise angetroffen. Blockhalden am steileren Südabhange, oder auf der Plateauhöhe im Walde verstreute Blöcke, oder auch lange Reihen von kantigen Blöcken bezeichnen das Vorkommen der Porphyrgesteine.

Das Land steigt vom Scheitel des Dreieckes bei Dippoldiswalde südwärts in einer ruhigen Fläche allmählich an und erreicht bei Zinnwald den Kamm und die Reichsgrenze; seine Kuppen liegen zwischen 800 und 900 *m*, selten noch höher (Wieselstein 956 *m*); südwärts erfolgt rascher Abfall durch ein enges und wundervoll bewaldetes Tal zum schönen Villenorte Eichwald am Rande der Ebene. Am schnellsten wird von Böhmen her der Kamm dort erreicht, wo die alte Bergstadt Graupen als eine sehr lange Gasse steil ansteigt und in ihrer Fortsetzung die Landstraße in vielen Windungen zwischen den ausgedehnten alten Halden, welche eine über die andere gesetzt den Gebirgsabhang weithin bedecken, hinaufführt zum aussichtsreichen Mückenturm (806 *m*).

Die Umgrenzung der Altenberger Gneisscholle ist durch breite Eruptivgänge gekennzeichnet. Östlich von Freiberg bei Bobritsch durchbricht eine Granitmasse den alten Gneis. Weiter gegen Südsüdost liegt eine zweite, ähnliche, größere Masse von Biotitgranit quer über der Reichsgrenze; es ist die Granitmasse von Fleyh. Vereinzelte Fortsetzungen erreichen westlich von Oberleutensdorf den Abbruch des Gebirges. Diese Granite sind älter als die Abtrennung der Scholle vom Nachbargebirge.

Außerdem ist schon von Freiberg her das ganze Gebiet durchzogen von einem wahren Netz sehr langer, aber in der Regel wenig mächtiger

Porphyrgänge, welche bald annähernd dem Streichen folgen, bald es überqueren und auch den Granit von Fleyh durchziehen.

Von Dippoldiswalde her zieht ein langer Gang von Granitporphyr in flachem Bogen gegen Südwest, erreicht vor Hartmannsdorf die Breite von 600 *m*, setzt von hier an nur mehr 200 *m* breit seinen Lauf fort und keilt unweit von Nassau aus. Von seiner breitesten Stelle zweigt ein ähnlicher Arm ab, erst gegen Südost gerichtet, dann gegen Süd, wird stellenweise 1300 *m* breit, tritt in die Granitmasse von Fleyh und zersplittert sich in derselben. Von der westlichen Seite dieser Zersplitterung geht ein neuer Gang gegen Süd, überschreitet 300 *m* breit mitten im Granitit bei Grünwald die Landesgrenze, schwillt neuerdings auf 600 *m* an, bildet den höchsten Punkt dieses Teiles des Erzgebirges, die blockreiche Kuppe des Wieselsteines und zieht direkt auf Ladung am Gebirgsrande. Kleinere Apophysen begleiten ihn. Diese drei Granitporphyrgänge, der Hartmannsdorfer, der Gang von Holzhau und der vom Wieselstein, gehören derselben Bruchzone an; sie entsprechen mächtigen Spalten, die mit gleichartiger Gesteinsmasse erfüllt sind.

Die Begrenzung der Ostseite der Altenberger Gneisscholle ist noch einheitlicher. Ein geschlossener Gang von demselben Granitporphyr beginnt nahe dem nördlichen Scheitel des Dreieckes mit einem eigentümlichen, von Ost nach West gerichteten Sporn. Bald erreicht er die Breite von nicht weniger als 2 *km*, sendet ostwärts in den Gneis einen kleineren Ast, umschließt, bevor er Altenberg erreicht, eine kleinere Gneisscholle, wird dann fast 3 *km* mächtig und erreicht endlich, in zwei Äste gespalten, bei Graupen den Abbruch, aber noch nicht sein Ende. Im Süden am Sandberge bei Teplitz wird er noch einmal sichtbar. — Nördlich von Graupen über dem Mückenberg gibt dieser Hauptgang noch einen außerordentlich langen Gang gegen Nordost in das benachbarte Gneisgebirge ab, von dem noch später gesprochen werden soll.[1])

Bei Dippoldiswalde befindet man sich noch innerhalb der Freiberger Gneiskuppel im tieferen grauen Gneis; auch das Gebirge zunächst der Ostseite der Altenberger Scholle gehört zum unteren Gneis, ebenso wie das nordwestlich angrenzende Gebirge bis Hartmannsdorf und Frauenstein, aber hier greift schon der obere Gneis in den Winkel zwischen den Gang von Hartmannsdorf und jenen von Holzhau ein. Südlich von Nassau ist der obere Gneis allgemein verbreitet und nördlich vom Granitit von Fleyh grenzt an die Westseite des Ganges von Holzhau sogar eine Scholle von Phyllit.

Innerhalb der gesenkten Altenberger Scholle kommt der

---

[1]) Jokély und Laube l. c. — Ferner: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen. Schalch. Dippoldiswalde—Frauenstein. Bl. 100. Glashütte Dippoldiswalde. Bl. 101. Beck. Nassau. Bl. 118. Dalmer. Altenberg—Zinnwald. Bl. 119 und Dalmer. Der Altenberg-Graupener Zinnerzlagerstättendistrikt. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Berlin 1894, S. 313—322.



Fig. 48. Die Altenberger Gneisscholle.

untere Gneis nirgends zum Vorschein. Sieht man vorläufig ab von der Granitmasse von Schellerhau in der Mitte des gesenkten Stückes und von den anderen kleineren Granitstöcken, so erkennt man, daß innerhalb der Scholle gegen Osten im allgemeinen immer jüngere Bildungen folgen. Im Westen herrscht noch der obere Gneis in verschiedenen Abarten, begleitet von größeren Phyllitschollen; gegen Ost folgt Ober-Carbon, bereits ein Teil der postvariscischen Decke, stellenweise dem Gneis unmittelbar aufgelagert. Auf dem Carbon liegen Deckentrümmer von Quarzporphyr, desselben Gesteines, welches entlang des Ganges von Granitporphyr im Osten eine Zone bildet, die am Abbruch zwischen Klostergrab und Graupen die Breite von 8 *km* erreicht und sich im Süden in den Porphyrhügeln von Teplitz fortsetzt.

Die größte Scholle von Carbon, heute durch Erosion in zwei Hälften geteilt, liegt teils auf Gneis, teils auf Phyllit westlich von Altenberg und vom Granit von Schellerhau. Der reichlichste Abbau wird im nördlichen Teile bei Schönfeld betrieben. Diese Ablagerung beginnt mit einem Gneisconglomerat, welches nach oben in Sandstein übergeht und überlagert wird von Schieferton mit obercarbonischen Pflanzenresten; dann folgt eine Decke von Quarzporphyr mit plattiger Absonderung. In einer Mulde in der Oberfläche dieses Ergusses sind wieder Gneisconglomerate und Schieferton mit Flötzen aufgelagert, begleitet von Porphyrtuffen und Breccien; der Tuff greift sogar stellenweise zwischen die Flötze ein. Ein neuer großer Erguß von Quarzporphyr, heute in zwei großen Schollen im Norden auf Fig. 48 sichtbar, schließt die Ablagerungsreihe gegen oben. Diese von Schalch geschilderten Einzelheiten geben ein Bild des Zustandes nach Abschluß der variscischen Falten. Die Oberfläche war uneben und in die von kleineren Seen erfüllten Vertiefungen trug strömendes Wasser die Gneisgerölle hinab, welche heute die Conglomerate zusammensetzen. Sigillarien und Calamiten umstanden den Rand der Wasserfläche und aus ihren Resten sammelte sich in der Tiefe das Flötz. Die Asche sammelte sich als Tuff und wurde als solcher in Strömen herbeigeschleppt; dann kam ein Haupterguß von Porphyr, welcher dem Gefälle folgend auch die vertiefte Mulde suchte, bis sie endlich ganz erfüllt war.

Neben dem Revier von Schönfeld sind auf der Altenberger Gneisscholle noch mehrere kleinere Vorkommnisse von Carbon erhalten. Sie liegen als recht spärliche Reste knapp am Rande des Quarzporphyrs von Niklasberg nördlich über Zaunhaus und Altenberg. Sie konnten ihrer geringen Ausdehnung halber auf Fig. 48 nur teilweise verzeichnet werden. Sogar auf der Westseite der isolierten Gneispartie bei Altenberg hat der Erzbergbau das Carbon an der Grenze von Gneis und Quarzporphyr angetroffen.[1])

Der Quarzporphyr der östlichen, breiten Zone wird als „Teplitzer Porphyr" bezeichnet. Von manchen Beobachtern wurde sie als Decke, von anderen als ein breiter Gang aufgefaßt. Es ist schwer möglich, die decken-

[1]) Beck. Sektion Nassau, S. 20.

förmigen Schollen im Norden des Schönfelder Carbon von dieser Zone zu trennen. Auch das Verhalten des Porphyrs zum Carbon an seinem Westrande ließe sich im Sinne einer Decke auslegen. Beim Baue des Hirschbergtunnels bei Niklasberg wurde ein anthrazitisches Steinkohlenflötz mit flachem Einfallen unter die bunten Randbildungen des Porphyrs beobachtet. Im Südwesten, am Bahnhofe von Klostergrab, hat Laube die Überlagerung von Porphyr auf Gneis beschrieben. Auf der andern Seite ist die außerordentliche Länge und Mächtigkeit des Zuges zu berücksichtigen. Im Süden des Abbruches taucht er zuerst in dem vereinzelten Luisenfels bei Weißkirchlitz aus dem Tertiär, dann aber fast in seiner vollen Breite bei Teplitz hervor, wo an seinem östlichen Rande der Granitporphyr des Sandberges bei Schönau bereits erwähnt worden ist. Er umfaßt das Gebiet der warmen Quellen von Teplitz und noch weiter im Südosten, im Wopparner Tale an der Elbe, unweit Tschernosek, kommt er, wie bereits Reuss bekannt war, noch einmal zum Vorschein. Hieraus ergibt sich eine Länge des Teplitzer Porphyrzuges von mindestens 45 *km* und der Nachweis, daß die Senkung von Altenberg noch weit über den Erzgebirgsbruch nach Süden gereicht hat.

Diese außerordentliche Länge, ferner eigentümliche bunte und schiefrige Randbildungen am Westrande des Teplitzer Porphyrs, welche vom Süden her bis über Zaunhaus verfolgt werden können (Fig. 48), haben endlich zu der Ansicht geführt, daß der Teplitzer Porphyr ein sehr mächtiger Gang sei, welcher an mehreren Stellen gegen West deckenförmig ausgeflossen ist. Er ist in jedem Falle älter als der Granitporphyr, der ihn im Osten begleitet und jünger als die Flötze des Obercarbon. Vielleicht hat man sich vorzustellen, daß zuerst ein Bruch auf der Linie des Teplitzer Porphyrs eintrat und daß später durch eine Erneuerung des Bruches oder durch einen benachbarten Parallelbruch die Ostseite des Grabens entstand.

Mit diesen Vorgängen ist aber die wechselvolle Geschichte dieses Stückes des Erzgebirges noch nicht erschöpft. Mehrere junge Granitstöcke tauchen aus seiner Mitte hervor. Der größte unter ihnen bildet die Masse von Schellerhau; seine südöstlichsten Ausläufer erscheinen in der großen Pinge östlich von Altenberg, dann in einem sehr kleinen vereinzelten Ausbisse gegen Zinnwald hin und ferner in Zinnwald selbst als eine quer über die Reichsgrenze gestreckte Ellipse. Diese Granite sind als die Emanationsherde der Zinnerzlagerstätten erkannt worden und die Zinnerzvorkommnisse im Gneis von Sadisdorf im Nordnordwesten und von Graupen im Südsüdosten, welche durch Imprägnierung von Gneis oder Porphyr entstanden sind, lassen erkennen, daß ein langer Zug von Zinnerzvorkommnissen in der Richtung der beiden genannten Orte schräge über die gesenkte Scholle von Altenberg hinstreicht.[1])

Wie man in der Altenberger Pinge erkennen kann, sind diese Zinngranite jünger als der Granitporphyr am Rande des Grabens und daher wahr-

[1]) Dalmer. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1894, S. 321. Note. Auch in Graupen soll noch ein kleiner Granitstock sichtbar sein.

scheinlich auch jünger als die Bildung des Grabens; dafür spricht auch die ganz selbständige Richtung des Zuges von Zinnerzvorkommnissen. Sie gleichen völlig dem Lithionitgranit von Neudeck, welcher auch von Zinn begleitet ist, und wenn petrographische Übereinstimmung beweiskräftig wäre für Gleichzeitigkeit, müßte auch den großen Stöcken von Lithionitgranit im westlichen Erzgebirge etwa permisches Alter zugeschrieben werden. Schon zur Zeit des Cenoman war die Oberfläche des Grabens und der Nachbargebiete bis zu den Tiefengesteinen abgetragen und ausgeglichen. Kaum 3 *km* nordwestlich vom Scheitel bei Dippoldiswalde hat Schalch Kreidesedimente nachgewiesen; sie waren zur Tertiärzeit bis auf wenige Reste wieder vom Urgebirgsrücken entfernt. Es traten Zustände ein, welche mit jenen des Obercarbon eine gewisse Ähnlichkeit haben mochten. Wieder waren Süßwasserbecken vorhanden, wieder trugen Ströme und Bäche Kiesel und Sande in die Vertiefungen, welche an den Rändern nicht mehr von Sigillarien, sondern von Laubwäldern, nicht unähnlich den heutigen, umstanden waren. An die Stelle der Steinkohlenflötze treten nun Braunkohlen und an die Stelle der Porphyre und Porphyrtuffe die basaltischen Aschen und Laven. So befinden sich z. B. basaltische Decken über dem Sandstein und dem Braunkohlenflötz bei dem Jagdschlosse Lichtenwald, knapp an der westlichen Grenze des Granites von Fleyh.[1]) Erst zuletzt ist der große Abbruch am Südrande des Erzgebirges vor sich gegangen.

Die Altenberger Gneisscholle stellt also einen von Gängen von Granitporphyr umgrenzten Graben dar. Eine staunenswerte Mannigfaltigkeit von Eruptivgesteinen ist auf diesem engen Raume der Reihe nach hervorgetreten: der Granit von Fleyh, die älteren langen Gänge von Porphyr im Gneis, der plattige Quarzporphyr des Obercarbon und der breite Hauptzug des Teplitzer Quarzporphyrs, der Granitporphyr am Rande des Grabens, dann die zinnführenden Lithionitgranite und endlich viel später die Basalte und Phonolithe.

Das östliche Ende des Erzgebirges und das Elbtalgebirge.

Vom Mückenturme bei Graupen ostwärts nimmt das Gebirge allmählich an Höhe ab, bis es beim Dorfe Tyssa mit der Seehöhe von etwa 400 *m* unter die Kreide hinabtaucht (S. 172.). Im Norden des Altenberger Grabens ändert sich die Landschaft. Über Dippoldiswalde und Tharandt hinaus hat sich auf der linken Seite der Elbe das Gebirge in unzählige Rücken und Hügel aufgelöst und von ihren Höhen aus sieht man jenseits des grünen und mit Ortschaften besäten Elbtales einen langen geschlossenen Bergrücken: es ist der Granit des Lausitzer Stockes. Er entfernt sich im Nebel gegen Westnordwest und vor ihm tauchen die Türme von Dresden auf.

Hier, zwischen Dippoldiswalde und Tharandt, befindet man sich in der von der Altenberger Senkung nicht ergriffenen Fortsetzung der Frei-

[1]) Laube. Erzgebirge. II. Teil, S. 197, 200. Der Braunkohlensandstein liegt hier 400 *m* über dem ähnlichen Sandstein bei Oberleutensdorf.

berger Gneiskuppel. Wie es innerhalb der Kuppel die Regel ist, wird der Neigungswinkel des Gneises gegen außen, hier gegen Nordwest, immer steiler und bei Rabenau (südöstlich von Tharandt), wo der Gneis vom Rotliegenden erreicht wird, fällt seine Schieferung senkrecht ein. Im Tharandter Walde liegt eine Porphyrdecke tafelförmig mit steilen Rändern auf dem Gneis.[1])

Im Süden greifen einzelne Ausläufer der großen Intrusionen des Altenberger Grabens über dessen östliche Grenze hinaus. Zuerst erscheint nahe östlich vom Granitporphyrgange, am Bärenstein bei Lauenstein, eine Kuppe von Lithionitgranit, von der gegen Nordwest und insbesondere gegen Südost eine lange Zone von Imprägnationen mit alten Bergbauspuren ausgeht: die Richtung stimmt überein mit jener der Zone Sadisdorf—Graupen innerhalb des Altenberger Grabens. Ferner geht von dem begrenzenden Gange von Granitporphyr ein 8—9 *km* langer Gang von ähnlichem Gestein unter fast rechtem Winkel ab; er reicht vom Mückenberge bei Graupen über das obere Tellnitztal und die Nordseite des Keilberges den Gneis durchschneidend bis Jungferndorf. Bořicky, der ihn Radiolithporphyr nennt, hat die Übereinstimmung der Gesteine, und Laube den Zusammenhang der Gangvorkommnisse dargelegt.[2]) Es scheint, als ob bei der Abtrennung der Scholle von Altenberg das östlich angrenzende Gebirgsstück senkrecht auf den Trennungsbruch zersprengt worden wäre.

Hiemit wäre die Kreidedecke und mit ihr das Ende der älteren Felsarten des Erzgebirges erreicht, wenn sich nicht weiter im Norden ein eigentümlicher Randstreifen einstellen würde, welcher von den sächsischen Geologen als das Elbtalgebirge bezeichnet wird.[3]) Hier vollzieht sich der Anschluß des Gefüges der Sudeten an jenes des Erzgebirges und es ist nötig einige vorgreifende Bemerkungen an dieser Stelle einzuschalten.

Die letzterwähnten Gneise des Erzgebirges streichen Ostwest, stellenweise auch Ostnordost oder Westsüdwest, wie man das entsprechend der ganzen Anlage des variscischen Bogens an dieser Stelle erwarten könnte. Jenseits der Elbe aber trifft man auf drei sehr große Intrusivmassen, welche weit und breit die Struktur des Bogens verschwinden lassen. Die erste, gegen Westnordwest gelegen, ist die Syenitmasse von Meißen; die zweite, bei weitem die ausgedehnteste, ist die Lausitzer Granitmasse, ihr gehören die Bergrücken oberhalb Dresden an, ferner die Gebiete der Städte Rumburg, Bautzen und Görlitz weit im Osten; die dritte, nicht die größte, aber die höchste ist die granitische Masse des Isergebirges und des Riesengebirges. Sowohl der Syenit von Meißen als auch der Lausitzer Granit greifen, allerdings meistens nur in den Talfurchen

[1]) A. Sauer. Sektion Tharandt. Bl. 81, 189.

[2]) E. Bořicky. Petrologische Studien an den Porphyrgesteinen Böhmens. Beend. v. J. Klvaňa. Archiv f. naturw. Landesdurchforschung 1882, IV., S. 74—76. Laube. Erzgebirge. II. Teil, S. 240.

[3]) R. Beck. Sektion Kreischa-Hänichen, Pirna, Berg-Gießhübl. Bl. 81, 82, 83. Derselbe. Die Kontakthöfe der Granite und Syenite des Elbtalgebirges. Tschermaks Min. Mitteil. 1893, S. 290—342.

entblößt, auf das westliche Ufer der Elbe über. Sie rücken somit recht nahe an den Gneis des Erzgebirges heran und die Gesteine des Elbtalgebirges bilden einen langen Saum zwischen den beiden genannten Intrusivmassen im Nordosten einerseits und dem Gneis des Erzgebirges im Südwesten anderseits. Der Saum besteht aus einem Streifen von Gneis, aus paläozoischen Sedimenten, aus Teilen der postvariscischen Decke und aus verschiedenen intrusiven Stöcken und Lagern. Orographisch ist er mit dem Erzgebirge innig verwachsen und sein Streichen folgt in ostsüdöstlicher Richtung dem Laufe der Elbe.

Der nördliche Teil dieses Randstückes des Erzgebirges ist zum größten Teile durch jüngere Bildungen verdeckt. Am nordöstlichen Ende des Granulitgebirges bei Döbeln und bei Roßwein nordwestlich von Freiberg sind bereits Phyllite und paläozoische Sedimente sichtbar. Am Außenrande der Freiberger Gneiskuppel scheint ihre Grenze gegen den Gneis durch eine höchst verwickelte Folge von Verwerfungen vorgeschrieben. Gegen Wilsdruff westlich von Dresden wird der Saum immer breiter, der Syenit von Meißen kommt nahe heran und die ostsüdöstliche Richtung des paläozoischen Zuges tritt immer deutlicher hervor. Westlich von Dresden wird der Rand des Erzgebirges von einem langen Stück von Carbon und Rotliegenden gebildet, welches zwar diskordant den steil aufgerichteten paläozoischen Schichten des Elbtalgebirges auflagert, aber selbst von bedeutenden Verwerfungen durchzogen ist, welche ebenfalls ostsüdöstliche Richtung einhalten. An der Basis dieses Deckenstückes liegen die Kohlenflötze von Döhlen südwestlich von Dresden; darüber folgt das Rotliegende und überdies, hauptsächlich im Westen, ein Streifen der Kreideformation. Durch den Bergbau erkannte man, daß der Spitzberg, eine Gneiskuppe, welche mitten aus dem Rotliegenden auftaucht, einem schmalen Horste angehört, an dessen Seiten gegen Nordost die postvariscische Decke um 360 *m* und gegen Südwest um 300 *m* zur Tiefe gesunken ist. Ein Teil dieser streifenförmigen, gegen Ostsüdost laufenden Versenkungen ist nach dem Rotliegenden und vor der cenomanen Transgression erfolgt; ein anderer Teil durchschneidet die ganze Kreide. Hieraus folgt, daß dieser Teil des heutigen Elbtales zu wiederholten Malen und bis nach dem Schlusse der Kreideformation der Schauplatz gewaltiger Senkungen gewesen ist, welche ihrer Richtung nach beiläufig mit dem heutigen Elbtale zusammenfallen.

Erst wo dieses Stück der Decke endet, etwa auf halbem Wege zwischen Dresden und Pirna, wird der Bau des Elbtalgebirges deutlich kennbar. Der Freiberger Gneis kommt von Westen her mit seinem gewöhnlichen Streichen gegen Ost bis Ostnordost nahe an den Rand des Elbtalgebirges heran und knickt dann ebenfalls plötzlich in die südöstliche bis ostsüdöstliche Richtung um.[1]) Ein solcher Saum von Gneis begleitet nun mit

[1]) Z. B. bei Schlottwitz (Ostsüdost von Dippoldiswalde). Schalch. Sektion Glashütte-Dippoldiswalde. Bl. 101, 1888, S. 19.

gleichsinnigem Streichen den ganzen Westen des Elbtalgebirges bis zu seinem Ende an der Kreide der Sächsischen Schweiz. Bald ist der Saum 1 *km* breit, bald steigt die Breite auf 5 *km*; die mangelhaften Aufschlüsse gestatten nicht immer genauen Nachweis. Stets ist der Gneis gegen Nordost, d. i. unter die Gesteine des Elbtalgebirges steil geneigt; wo der Saum am schmalsten ist, steht er senkrecht oder ist sogar zu entgegengesetztem, südlichem Einfallen überbogen.

In der Gegend westlich von Pirna bis Maxen gegen Nordwest und bis Gottleuba und Markersdorf gegen Südost ist das Streichen und die Schichtfolge des Elbtalgebirges deutlich aufgeschlossen und von Beck und Dalmer beschrieben worden. Phyllit folgt, wie schon gesagt wurde, unmittelbar auf den Gneis, diesem ein mutmaßlich cambrischer Schiefer, dann Untersilur, kennbar an bestimmten Diabasen mit einzelnen spärlichen Kalklagen; das Obersilur ist gekennzeichnet durch die Graptolithen. Mutmaßliches Devon (südlich von Limbach und nördlich und nordwestlich von Grumbach) besteht hauptsächlich aus Diabasschalstein, schwarzem Tonschiefer und Schalsteinschiefer; dazu kommen noch Quarzite und grauwackenähnliche Gesteine. Hieran schließen sich nördlich die Alluvien der Elbe und jenseits derselben der Lausitzer Granit. Keine der paläozoischen Zonen überlagert regelmäßig die andere; sie sind zwar alle steil gegen Nordost, d. i. gegen das Elbtal geneigt, aber alle durch lange Verwerfungsbrüche voneinander getrennt, welche in demselben Sinne wie die Verwerfungen des Kohlenreviers von Döhlen gewaltige Senkungen in der Richtung des heutigen Elbtales darstellen.

Der gesenkte paläozoische Gebirgsstreifen ist von intrusiven Gesteinen durchzogen, welche ohne Ausnahme ihre Nachbargesteine im Kontakt verändert haben und daher jünger sind als diese. Hier ist nicht der Raum sie im einzelnen zu schildern. Eine Zone von Turmalingranit, durch nachfolgende Gebirgsbewegungen völlig zerdrückt, begleitet die Verwerfung zwischen Gneis und Phyllit. Eine Masse von Lithionitgranit, begleitet von Topas und Zinn, ganz wie die Granite von Zinnwald und Schellerhau, tritt im Südosten bei Berggießhübel und Markersbach hervor; diese ist nicht durch den Gebirgsdruck beeinflußt und schließt sich in ihren Umrissen nicht an die Verwerfungen, sondern ist von gerundetem Umriß und scheint noch jünger zu sein als die anderen Intrusivgesteine. Der Meißener Syenit, im Plauenschen Grunde bei Dresden entblößt, entsendet einen langen Gang bis Weesenstein südwestlich von Pirna. Der Lausitzer Granit, z. B. am Gamighübel, südlich vom großen Garten bei Dresden sichtbar, erreicht westlich von Pirna bei Dohna an mehreren Stellen den äußersten Zug des Elbtalgebirges, die sogenannte Weesensteiner Grauwackenformation (Devon?); schiefrige Hornfelse, Knotenbiotitschiefer und Biotitschiefer, durchsetzt von Granitapophysen, sind hier zur Ausbildung gelangt.

Die Bedeutung der Brüche, welche dem Elbtalgebirge seine Struktur verleihen, kann erst voll hervortreten bei der Betrachtung der ähnlichen

Brüche des rechten Elbufers. Man könnte vielleicht geneigt sein, das Elbtal für eine seitliche Rückstauung des Randes des Erzgebirges anzusehen, hervorgebracht durch das Heraufdringen der Lausitzer Granitmasse. Wenn aber das Elbtalgebirge durch den Lausitzer Granit gehoben wäre, müßte die älteste Gesteinzone dem Granite zugekehrt sein, während im Gegenteil die jüngeren Schichtglieder, das Devon und das Silur, mit dem Granite in Verbindung treten und auch das ganze Elbtalgebirge nicht vom Granite abfällt, sondern im Gegenteil sich unter denselben hinabzuneigen scheint, und der Meißener Syenit einen großen Gang in dasselbe entsendet.

Ferner kann man mit Sicherheit annehmen, daß die ganze paläozoische Serie einst über das Erzgebirge ausgebreitet war, und das Elbtalgebirge ist offenbar nur ein infolge seiner steilen Schichtstellung bis heute erhaltener Rest dieser Decke.

Nachdem das Elbtalgebirge gegen Ostsüdost unter der Kreide verschwunden ist, taucht eine Insel desselben im Osten im Elbtale wieder hervor. $1\frac{1}{2}$ *km* unterhalb Tetschen, bei Laube, werden in der Tiefe des Cañons unter der Kreidedecke Tonschiefer, Grauwackenschiefer und Diabas auf 2 *km* Tallänge sichtbar. Weitere $1\frac{1}{2}$ *km* gehören dem Lausitzer Granite. Die Sedimente entsprechen aufs deutlichste den paläozoischen Schichten des Elbtalgebirges, sie neigen sich wie dort unter den Granit und sind ebenfalls in der Granitnähe in Hornfelse und Fruchtschiefer umgewandelt; die eingedrungenen Apophysen beweisen, daß auch hier die Aufrichtung der Schichten nicht jünger sein kann als der Granit.[1]) Die weitere Fortsetzung des Elbtalgebirges werden wir noch viel weiter im Ostsüdosten wiederfinden.

Isolierte Urgebirgsinseln im Süden des Erzgebirges.

Die kristallinische Unterlage, welche den größten Teil des Erzgebirges einnimmt, ist schlechtweg als die Fortsetzung des südlichen Urgebirges zu betrachten, mit dem sie im Westen durch das Fichtelgebirge und durch das Tepler Hochland innig verwachsen ist. Im Osten wird der Zusammenhang zuerst durch das Dazwischentreten der tertiären Bildungen unterbrochen und das Ostende des Erzgebirges bei Tyssa ist weit abgerückt von den Kuppen des mittelböhmischen Granitstockes, aber einzelne kleinere Inseln, welche unter den Eruptivbildungen und unter der Kreide hervortauchen, enthüllen die kristallinische Unterlage.

Die Granulite und Gneise des Egertales zwischen Warta und Kaaden wurden bereits erwähnt (s. S. 224). Im Dorfe Möritschau, südöstlich von Schlackenwerth, erscheint, rings umgeben vom Basalte der Duppauer Masse, eine kleine Insel eines schwarzen schiefrigen Gesteines, welches eine große äußere Ähnlichkeit besitzt mit den Kieselschiefern des mittelböhmischen Cambriums. Laube stellt es jedoch auf Grund des Vergleiches mit Gesteinen

[1]) J. E. Hibsch. Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbtale nördlich von Tetschen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1891, XLI., S. 235—288. Beck und Hibsch. Sektion Großer Winterberg-Tetschen. Bl. 104, 1895.

von Gottesgab und im benachbarten Sachsen zur Glimmerschieferformation.[1]) Im Tale der Biela und ihrer Nebenflüsse bei Bilin kommt eine größere Scholle von Gneis unter der Braunkohle und unter der Kreide zum Vorschein; es sind dieselben Gneise wie im gegenüber liegenden Erzgebirge, die der oberen gröberschuppigen und vorwiegenden zweiglimmerigen Gruppe angehören; auch das nordöstliche Streichen stimmt mit demjenigen des Erzgebirges überein. Viel beschränktere Ausdehnung besitzen die ähnlichen Inseln am Südfuße des Mileschauer, an der Straße von Schallan nach Ratsch im Nordwesten und bei Watislaw im Trebnitztal im Süden des Berges; hier ist das Streichen gegen Nordost, bei Mileschau dagegen gegen Südsüdost gerichtet. Etwas oberhalb Trebnitz, besonders beim Dorfe Chrastan befinden sich Pyropensande, die Hauptfundquelle der böhmischen Edelsteine; sie führen Reste von Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus und sind ein diluviales Zerstörungsprodukt einer tuffartigen Breccie, welche neben anderen Gesteinen des Grundgebirges vor allem reichliche Blöcke des pyropeführenden Serpentins enthält. Hier ist also noch weiter im Süden die Fortsetzung des Grundgebirges unter dem Tertiär erkennbar.[2])

Im Wopparner Tale, das von Mileschau ostwärts zur Elbe führt, trifft man von Wellemin abwärts denselben gröberschiefrigen, recht glimmerreichen und meist zweiglimmerigen Gneis, der ebenso den Gneisen des zunächst gelegenen Erzgebirges bei Tyssa wie den Schiefergneisen von Niederösterreich und Mähren zu vergleichen ist. Er wird seit langem ebenso wie der Gneis der größeren Aufschlüsse an der Elbe zwischen Groß-Czernosek und Lichtowitz mit dem roten Gneise des Erzgebirges verglichen. An der letztgenannten Strecke werden überhaupt recht mannigfache Gesteine in Steinbrüchen am Elbeufer gewonnen; neben buntem granitartigem Gneis (Krejči) auch Glimmerschiefer, Amphibolite, Urtonschiefer und kristallinische Kalke; Laube hebt die Ähnlichkeit mit dem östlichen Erzgebirge ausdrücklich hervor.[3]) Hier ist das Streichen gegen Nordost, im Wopparner Tale dagegen nach Südost gerichtet.

Noch einmal kommt das Urgebirge zum Vorschein weit im Osten im Kreidegebiete am Maschwitzer Berge oder Chlum bei Tachlowitz. Der Gipfel des Berges besteht aus Phonolith, die Gesteine des Gehänges wurden ebenfalls von Jokély und Krejči mit dem roten Gneis des Erzgebirges verglichen.[4])

---

[1]) Erzgebirge. II. Teil, S. 70. Geologische Exkursionen etc. S. 72.

[2]) Zahálka. O horninách pyrop provázejících v Českém Středohoří. (Über die den Pyrop im Böhmischen Mittelgebirge begleitenden Gesteine.) Sitzungsber. d. böhm. Akad. d. Wissensch., Prag 1883. H. Oehmichen. Die böhmischen Granatlagerstätten und die Edelsteinseifen des Seufzergründels bei Hinterhermsdorf in Sachsen. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Berlin 1900, S. 5.

[3]) Laube. Geologische Exkursionen. S. 22.

[4]) Jokély. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Bd. XII, 1861—62, S. 370. — Krejči. Archiv f. Landesdurchforschung, Prag 1869, Bd. I, Abteil. II, S. 14. — V. Bieber. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 136, nennt das Gestein einen „porphyrartigen Eisenglimmergneis“.

Noch östlichere Inseln über Jitschin und Königgrätz hinaus liegen bereits jenseits des Elbbruches und sind dem Sudetensysteme zuzuzählen. Zwischen den Gneisen des Maschwitzer Berges und denen von Kolin und Kuttenberg dürfte die kristallinische Unterlage unter der Kreide noch von einem Zuge alter Schiefer und silurischer Gesteine unterbrochen werden, der an der Elbe bei Brandeis verschwindet und sich in der Basalttuffbreccie bei Pardubitz wieder bemerkbar macht.

Quarzgänge.

So wie im südlichen Urgebirge steht auch im erzgebirgischen Systeme mit den jüngsten Gebirgsbewegungen die Bildung zahlreicher Quarzgänge in Zusammenhang. So wie der bayrische und der böhmische Pfahl wiederholen sie auch im Fichtelgebirge und im Erzgebirge im großen ganzen die Richtung der westlichen Randbrüche.

Der böhmische Pfahl hat bei Hals unweit Tachau zugleich mit der nordnordwestlich streichenden Gneiszone geendet. In der Gegend von Königswart treten zwei Quarzzüge mit nordwestlichem Streichen auf; der eine beginnt bei Altwasser im Gneis, zieht mit unveränderter Richtung durch den Granit nach Unter-Sandau, zerschlägt sich dann in zwei Trümmer, welche beide in den randlichen Phyllit übertreten und am Rande des Beckens von Eger endigen. Ein zweiter zieht nach Löwl von Ammonsgrün nach Miltigau und fällt dort seiner Richtung nach genau zusammen mit dem Ostrande des Beckens von Eger, welcher ohne Zweifel als Verwerfung den Westabhang des Phyllitrückens von Maria-Kulm begrenzt. Der Zusammenhang der querliegenden Senkung mit den Quarzgängen ist unverkennbar.[1])

Jenseits des Beckens von Eger findet wahrscheinlich der westliche der beiden genannten Qarzgänge seine Fortsetzung in einem mächtigen Gange, der bei Seeberg aus dem Tertiär sich erhebt und als sehr auffallender weißer Felszug vollkommen in der Erscheinungsweise des böhmischen Pfahles zum Kalvarienberge von Haslau zieht, durch den Granit und durch den Gneis mit gleichbleibender Richtung über Asch hinaus sich bis in den Phyllitzug fortsetzt, welcher der Münchberger Gneismasse vorlagert. Auch er ist an einzelnen Stellen von parallelen Gängen begleitet.

Ein ähnlicher Quarzgang quert auch das Falkenauer Becken; er kommt aus dem Granit von Schlaggenwald und läßt sich selbst noch in der Ebene als eine sehr schüttere Reihe loser Blöcke bis gegen Falkenau verfolgen. Er erscheint dann wieder in der Gneisinsel bei Lanz und im Gneis des Erzgebirges, östlich von Bleistadt.

Sehr zahlreich sind die Quarzgänge innerhalb des Neudecker Granitstockes und im benachbarten Gneise, doch sind sie recht häufig aus der nordwestlichen Richtung abgelenkt. Bemerkenswert ist hier ein oft abbauwürdiger Gehalt an Brauneisenerz und an Manganerzen in den Quarz-

[1]) Löwl. Granitkerne etc. S. 11.

der Feldspat aufgelöst; dagegen haben sich Topas und lithionhältiger Glimmer eingestellt, dazwischen erscheinen kleine Mengen von Zinnerz. Die Klüfte können auch stärker werden und die Merkmale wahrer Gänge annehmen. Sie sind dann mit Quarz, Topas und Zinnstein gefüllt; Flußspat, Turmalin, auch Molybdän sind häufige Begleiter. Trotz seiner geringen Fähigkeit, widerstandsfähige Verbindungen zu bilden, konnte Chlor oft nachgewiesen werden. Die Untersuchungen Rückers in Schlaggenwald, wie jene von Dalmer und Beck in Altenberg und Zinnwald bestätigen die Ansicht Daubrées, daß hier ganz wie in Cornwall, die Zinnlagerstätten gebildet worden sind durch heiße Fumarolen von Fluor, Chlor und Bor, welche vom Granite ausgehend auf die benachbarten Gesteine eingewirkt haben.[1])

Der Bergmann nennt die Klüfte Zwitter und wo sie häufig sind, sagt man, das Gestein sei verzwittert. Der umgewandelte Granit, aus welchem aller Feldspat gewichen ist, führt den Namen Greisen. Die einzelnen Stufen von Zwitter pflegen arm zu sein, aber zuweilen stehen die Klüfte so dicht und ist die Imprägnation des Gesteins eine so allgemeine, daß man veranlaßt war, die ganze Gesteinsmasse durch Feuersetzen in der Grube zu lockern und dann zu verpochen. Das hat aber die Bildung großer unterirdischer Hohlräume zur Folge gehabt und die Lage vieler alter Baue ist heute durch ausgedehnte kreisförmige oder länglichrunde Einsturzfelder oder Pingen bezeichnet.

Der Abbau des Zwitterstockes von Altenberg soll 1458 begonnen worden sein; 1545 erfolgte bereits der erste Einsturz, etwa von 100 *m* Tiefe aufwärts bis zu 40 *m* unter Tags; 1578 folgte ein zweiter Bruch und dieser ging zu Tage aus; 1620 erlebte man den dritten und größten Einbruch. „Da ist unser liebes Bergwerk alles in einen Haufen gegangen," sagt das Freiberger Ratsarchiv. Heute umfaßt die Pinge nach Dalmer 2·5 *ha* und ist 80 *m* tief. Die unter die Pinge getriebenen Stollen haben aber gezeigt, daß die Verzwitterung nur 220—230 *m* unter Tags reicht und daß die tieferen Teile des Granits arm an Zinn sind.

In ähnlicher Weise bezeichnet die große Hubertpinge in Schlaggenwald die Stelle des größten Reichtums dieser einst so berühmten Bergstadt; sie nimmt 6·9 *ha* ein mit einer durchschnittlichen Tiefe von 30 *m*.

In Zinnwald sieht man, daß der Granit gegen das umgrenzende Gestein größere Ausscheidungen von Feldspat umschließt, und dieser Grenzgranit wird der Stockscheider genannt. Hier bildet der zinnreiche Granit eine schmale und 1200 *m* lange, von Nord nach Süd gestreckte Ellipse, die quer über der Reichsgrenze liegt und rings von Porphyr umgeben wird. Außer den steil zur Tiefe gehenden Zwitterklüften besteht eine größere Anzahl (auf der böhmischen ihrer 13) von übereinander in flacher Wölbung

[1]) A. Rücker. Beiträge zur Kenntnis des Zinnerzvorkommens bei Schlaggenwald. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1864, Bd. XIV, S. 311. — Dalmer. Sektion Altenberg-Zinnwald. Bl. 119 und Zeitschr. f. prakt. Geologie 1894, S. 313—332. — Beck. Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin 1901, S. 220 ff.

folgenden Gängen, welche beiläufig der Oberfläche der Granitkuppel parallel sind, jedoch auch in den Porphyr übertreten. Sie sind Kontraktionsklüfte, entstanden bei der Abkühlung des Granites und des durch die Granitnähe erwärmten Porphyrs. Der Bergmann bezeichnet sie wegen ihrer flachen Lagerung als Flötze. Die Füllung ist oft symmetrisch und besteht nach Dalmer aus Lithionglimmer, Zinnstein, Quarz, Wolframit, Scheelit und Flußspat. Infolge der bedeutenden Zufuhren von Zinn aus den hinterindischen und australischen Wäschen hat sich hier der Bergbau den Wolframerzen zugewendet.

Da der zinnführende Granit ohne Zweifel jünger ist als der Porphyr, ergibt sich, daß der ganze Vorgang der Verzwitterung von postvariscischem Alter ist. In der St. Mauritius-Zeche bei Hengstererben erwähnt Laube einen Granitgang, welcher das Zwittergestein durchschneidet. Ähnliches wurde auch in östlichen Revieren beobachtet. Die Fluor-Fumarolen der Verzwitterung bezeichnen daher noch nicht den völligen Abschluß der granitischen Intrusion, sondern es haben noch kleine spätere Nachschübe stattgefunden. — Aus nachträglicher Veränderung des Granites ist der Kaolin von Geyer hervorgegangen, der zur Bereitung des Porzellans in Meißen verwendet wurde.

Graf Sternberg hat eine Karte der böhmischen Zinnseifen entworfen, aus welcher man ersieht, daß sich dieselben völlig an das Auftreten der Gänge anschließen. Zwischen den Orten Seifen und Hengstererben, nordöstlich von Platten, liegt zinnführendes Schwemmland unter einem mehr als 2 *km* langen basaltischen Deckenstück, das wahrscheinlich einem von dem basaltischen Spitzberge bei Gottesgab ausgegangenen, aber nun abgetrennten Strome angehört.[1])

Trotz der Eigenartigkeit der Zinnerzvorkommnisse besteht doch ein Zusammenhang mit den sonst so abweichend aussehenden Gängen, welche mit sulfidischen Erzen erfüllt sind. Die Verzwitterung scheint überhaupt nur den obersten und randlichen Zonen der Granitkuppen eigen zu sein. Es hat in der unmittelbaren Umgebung von Freiberg auch Bergbau auf Zinn und sogar Zinnwäschen gegeben, während später auf denselben Gängen Kupferkies, Buntkupferkies u. a. gebaut wurden. Der „Rote“ und der „Weiße Löwe“ haben im Zwitter begonnen und später noch lange als Kupfer- und Silberzechen angehalten, und Herm. Müller spricht ausdrücklich von einem zinnernen Hut über sulfidischen Erzen.[2])

Nur selten erscheinen die sulfidischen Erze zugleich mit den Zinnerzen. Einen solchen Fall hat Dalmer von Sadisdorf, jenseits des nordwestlichen Endes der Granitmasse von Schellerhau, beschrieben. In der Regel erscheinen die sulfidischen Erze in größerer Tiefe; man hat aber auch schon nochmalige Wiederholungen der Zinnerzformation angetroffen. Bei

[1]) Laube. Erzgebirge. I. Teil, S. 195—198.

[2]) H. Müller. Die Erze des Freiberger Bergreviers. Erläut. z. geolog. Spezialkarte v. Sachsen. 1901, S. 129 ff.

Heidelberg unweit Katharinenberg hat sich innerhalb 90 *m* vom Tage ein Zinnbergwerk in eine Kupferzeche verwandelt. Diese sulfidischen Erze, namentlich Arsenkies, Kupferkies und Schwefelkies, treten nicht im Granit, sondern in einiger Entfernung von demselben auf und in manchen Fällen kann man vermuten, daß ein zinnerner Hut abgetragen worden ist. In dieser Hinsicht ist es bemerkenswert, daß gerade die kleinsten Granitstöcke, augenscheinlich die höchsten Kuppen der unter der Erde verborgenen Massen, den bedeutendsten Reichtum an Zinn besitzen und im höchsten Grade von verzwittertem Gebirge umgeben sind, während schon die größere Masse von Schellerhau geringeren Reichtum zeigt. An der Kontaktgrenze des Lausitzer Granites fehlen ähnliche Vorkommnisse vollständig.

Die Verbindung der aus Sublimationen hervorgegangenen Zwitter mit den sulfidischen und kiesigen Erzgängen ist eine so unzweifelhafte, daß auch für diese die Entstehung aus der Tiefe, d. i. entweder durch aufsteigende metallische Dämpfe oder Lösungen als feststehend angesehen werden muß.

Die Freiberger Erzgänge liegen zum größten Teile im Gneis. Langjährige Studien, unter denen vor allem jene H. Müllers anzuführen sind, haben gelehrt, daß diese Gänge nach ihrer mineralogischen Füllung, ihrem relativen Alter, zum Teil auch nach ihrer Richtung in eine größere Anzahl von „Erzgangformationen" unterschieden werden können. Ohne in die Einzelheiten einzugehen, beschränken wir uns auf den Zug der Kobalt-Silbererzformation, welcher, von Sachsen her die böhmische Grenze überschreitend, auch die Lagerstätten von Joachimsthal umfaßt. Dieser Zug besteht in der Hauptsache aus einer Kette von kleineren und größeren Vorkommnissen, welche in einiger Entfernung den Ostrand des Neudecker Granitstockes begleitet und dabei den oberen und den unteren Phyllit und auch den Glimmerschiefer durchschneidet; die Zone reicht von Schneeberg über Johanngeorgenstadt und Abertham bis Joachimsthal.

In Joachimsthal unterscheidet man ostweststreichende Morgengänge und nordsüdstreichende Mitternachtsgänge. Die ersteren sind älter; sie entsprechen hier beiläufig dem Streichen des Tonschiefers, dem sie eingelagert sind.

Die Füllung der Gänge besteht aus Silbererzen (gediegen Silber, Argentit, Polybasit u. a.), aus Nickel-, Kobalt-, Wismut-, Arsen- und Uranerzen; die Erze sind aber absätzig und bilden zuweilen nur Putzen. Die Kobalt- und Nickelerze sind älter als die Silbererze. Die Uranerze scheinen eine etwas isolierte Stellung einzunehmen. Sie sind sehr häufig von Dolomit und Braunspat begleitet und nach verschiedenen Anzeichen dürften diese Dolomit-Uranerzgänge eine selbständige Bildung sein. Der Bergkittler-, Geistergang, und Geistergang-Hangendtrum geben davon Beispiele.[1])

Alle Erzgänge sind jünger als die Porphyrgänge, dagegen sind mehrere sehr deutliche Beispiele dafür vorhanden, daß in Joachimsthal Erz-

[1]) F. Babanek. Geologische Bergmännische Karte mit Profilen von Joachimsthal, herausg. v. k. k. Ackerbauminist. Wien 1891, Taf. 35—40, 47, 50, 51 u. a.

gänge von Basaltgängen durchschnitten werden; dasselbe sieht man in Annaberg und es würde folgen, daß die Erzgänge zwar jünger als der carbonische oder permische Porphyr, jedoch älter als der tertiäre Basalt seien. Hiegegen ist eingewendet worden, daß einzelne Joachimsthaler Gänge im Gegensatze zu anderen jünger seien als der Basalt, aber merkwürdigerweise betreffen die entscheidendsten Vorkommnisse dieser Art gerade die Dolomit- und Uranerzgänge und es sind daher weitere Untersuchungen erforderlich.[1]) Die Vorkommnisse von Rotgiltigerz in Basalt scheinen sich auf kleinere Anflüge zu beschränken.

Im übrigen muß die Umgebung von Joachimsthal seit der Tertiärzeit der Schauplatz großer Veränderungen gewesen sein. Man hat in der Putzenwacke, einem basaltischen Tuff, 262 *m* unter Tages, verkieselte Baumstämme gefunden (Ulminium diluviale Ung.)[2])

Im Jahre 1864 wurde 531 *m* unter Tags auf dem Geschieber Gang eine Therme mit 25° C. erschrotet.

Freiberg hat unter dem Sinken des Silberpreises im Laufe der letzten Jahrzehnte wesentlich gelitten; die Kobalt-Nickel-Silbergruben, wie Annaberg und Schneeberg, sind aber schon vor diesem für alle Silberbergbaue verhängnisvollen Ereignisse wegen der Absätzigkeit ihrer Erze in Rückgang gekommen und wären fast auflässig geworden. Als um die Mitte des 17. Jahrhunderts die Verwendung von Kobalt als Farbe aufgekommen war, eröffnete sich für das schon damals verfallende Annaberg eine neue Erwerbsquelle, welche bis über die Mitte des 19. Jahrhunderts gewinnbringend blieb. In Joachimsthal wurde etwa von derselben Zeit an Kobalt und Wismut gewonnen; in den letzten Jahren hoffte man den Bau durch Uran zu fristen. Zuletzt hat der Gehalt des Uranpecherzes von Joachimsthal an radioaktiven Substanzen neuerdings die Aufmerksamkeit erregt.

Heilquellen.

Zur landschaftlichen Schönheit und zu den Schätzen an fossilem Brennstoff und an Erzen gesellt sich noch ein weiterer Vorzug, mit dem die Natur das nordwestliche Böhmen beschenkt hat: ein wunderbarer Reichtum an verschiedenartigen Heilquellen. Sie teilen sich naturgemäß in mehrere Gruppen:

Die erste Gruppe bilden die Bitterwasser von Püllna bei Brüx, von Saidschitz bei Teplitz und von Seidlitz bei Bilin. Ihre Temperatur übersteigt nicht die des Bodens; es sind bloße Seihwässer, welche vom Tage her in vulkanische Aschenablagerungen infiltriert sind und größere Mengen von schwefelsaurer Magnesia und schwefelsaurem Natron aufgenommen haben. An den meisten Stellen werden sie aus Brunnen gepumpt.

[1]) Z. B. der Schweizer Gang in Basalt. Babanek Taf. 33. Auch der von Basalt begleitete Andreasgang wird nur von einem dolomitischen Teile des Geisterganges geschnitten (Taf. 61). Auch Dalmer hält es nicht für erwiesen, daß diese Gänge jünger seien als der Basalt.

[2]) Laube. Erzgebirge. I. Teil, S. 168.

Eine zweite Gruppe, welche ebenfalls die mittlere Jahrestemperatur nicht übersteigt, besteht aus den zahlreichen Säuerlingen, welche ihre heilenden Eigenschaften und zugleich einen Teil ihrer Steigkraft der dem Boden entströmenden Kohlensäure verdanken. Das reichste Gebiet in dieser Hinsicht ist das Becken von Eger und Franzensbad, wo besonders mehrere Säuerlinge in der Stadt Franzensbad selbst und zahlreiche kohlensaure Wässer oder freie Kohlensäure aus der umliegenden Torf-Ebene, besonders aus dem Moorlager der sogenannten „Soos" aufsteigen. Eine weitere Anzahl von Säuerlingen befindet sich in den Gegenden von Marienbad bis an den Fuß des Tillenberges. Zahlreich sind sie ebenfalls im Gebiete der Eger von Falkenau abwärts. Besonders berühmt als Trinkquellen sind Gießhübel-Puchstein bei Karlsbad und Krondorf im Egertal, ebenso wie die Quellen von Bilin. Weiter im Osten bei Oberleutensdorf und bei Bodenbach zeigen sich noch schwach säuerliche eisenhaltige Wasser. Die Vermutung scheint begründet, daß diese kohlensauren Exhalationen eine letzte Äußerung der vulkanischen Vorgänge dieses Landstriches sind. Hiefür spricht auch der Umstand, daß einzelne Säuerlinge noch weit über das Gebiet der erzgebirgischen Senkung hinaus verstreut sind, in wahrscheinlichem Zusammenhange mit den sporadischen Eruptionspunkten, quer über die Sudeten bis nach Schlesien reichen, und sich z. B. in den schwachen Säuerlingen der weiteren Umgebung des Raudenberges bei Freudenthal bemerkbar machen.

Die dritte Gruppe bilden die Thermen von Karlsbad, von Teplitz und von Marienbad, von denen die letzteren zwar nur um ein geringes die mittlere Jahrestemperatur (7·5° C.) übertreffen (Ferdinandsbrunnen 9·5° C., Kreuzbrunnen 8·8° C.), jedoch wegen ihrer chemischen Verwandtschaft, besonders wegen des hohen Gehaltes an Glaubersalz, mit den Quellen von Karlsbad hieher zu rechnen sind. Die Quellen von Teplitz und Schönau mit Temperaturen bis zu 48° C. führen nur äußerst geringe Mengen fester Bestandteile (Urquelle 7 in 10.000). Der berühmte Sprudel von Karlsbad mit etwa 74° C., eine der heißesten Heilquellen der Erde, sehr reich an Glaubersalz, Soda und Kochsalz (feste Bestandteile 55·2 in 10.000), bleibt aber in dieser Hinsicht hinter dem Kreuzbrunnen von Marienbad zurück (89·7 in 10.000). Auch er ist innerhalb des Stadtgebietes von mehreren ähnlichen schwächeren Thermen begleitet. Über die Quellen von Teplitz und von Karlsbad sollen hier noch einige Worte gesagt werden.

Die verschiedenen Quellen von Teplitz-Schönau entspringen entweder den Spalten des Porphyrs, der zwischen der Franzhöhe bei Schönau im Osten und dem Dorfe Janegg sich in Form einiger Hügel erhebt, oder sie sind genötigt, noch eine geringe Decke von cenomanem Sandstein und turonem Pläner auf Spalten zu durchdringen. Im letzteren Falle sind sie mit Tagwässern vermischt und ihre Temperatur ist herabgedrückt. Häufiges Auftreten von Hornstein und Baryt in den Sandsteinen und den rudistenführenden Conglomeraten, welche dem Porphyr unmittelbar auflagern und dessen Spalten ausfüllen, beweisen, daß sich hier an der Gesteinscheide,

schon Thermalwasser wahrscheinlich vermengt mit Tagwassern bewegt haben, bevor noch die Abtragung der Decke bis zum heutigen Zustande vorgeschritten war. Die meisten Brunnen von Teplitz zeigen höhere Temperaturen (18—23° C.) als die des Bodens und bei anhaltendem Pumpen erfährt diese Temperatur noch eine Steigerung. Zwischen den Dörfern Loosch und Janegg, etwa 6 *km* südwestlich von Teplitz, befand sich vor Zeiten eine sehr wasserreiche Therme (Temperaturangabe schwankt zwischen 14—31° C.) die sogenannte Riesenquelle. Gegenwärtig befindet sich dort ein künstlicher Schacht mit Pumpwerk. Beim Nachteufen des Schachtes im Jahre 1879 waren neben verschiedenen Gegenständen aus Bronze und Eisen keltische und römische Münzen, letztere aus der Zeit Hadrians, gefunden worden. Der Gebrauch der warmen Quelle geht demnach in sehr alte Zeit zurück. Schon längere Zeit vor dem Jahre 1879 war diese Quelle versiegt, offenbar infolge des Näherrückens des Braunkohlenbergbaues vom Westen, in dessen Hohlräume durch das fortwährende Wasserheben ein Teil des Thermalwassers des Porphyrs nachgezogen wurde.

Die in den Spalten des Porphyrs von Teplitz aufsteigenden Thermalwasser werden rings von einem Mantel wasserdichter tertiärer Sedimente zusammengehalten, in welchem die Wasserzirkulation nur sehr langsam vor sich geht. Größere Wassermengen bewegen sich in den unmittelbar auflagernden Kreideschichten. Nähert sich der Bergbau diesen oder dem Porphyre selbst, so kann der Abflußwiderstand plötzlich überwunden werden und eine rasche Entleerung der im Porphyr gestauten Wasser stattfinden.

Im Jahre 1879 erfolgte ein plötzlicher Wassereinbruch im Döllingerschachte südwestlich von Teplitz, der in einigen Minuten sämtliche Grubenräume und später auch die Nachbargruben überschwemmte. Er machte sich nach kurzer Zeit an den Teplitzer Thermen bemerkbar und die Quellspalte der Urquelle war 64 Stunden nach der Katastrophe trocken und wasserlos. Der Überdruck des Thermalwassers über der 60 *m* tiefer liegenden Einbruchstelle kam plötzlich zum Ausdrucke und die innige hydrostatische Beziehung der Grubenwasser zu den 7 *km* entfernten Thermen lag klar am Tage. Eine begreifliche Bestürzung ergriff die Quellenstadt und erst durch eine großartige technische Aktion gelang es, einen dem früheren annähernd gleichen Zustand herzustellen, ohne das Thermalwasser auch nur für einige Zeit zu verlieren. Gleichzeitig mit der Sümpfung in der Grube ging man der Quellspalte in einem Schachte nach bis auf die Höhe der Einbruchstelle, welche nun trockengelegt und verdämmt werden konnte. Allmählich stieg das Wasser im Quellschachte wieder an bis nahe zur Höhe der alten Ausflußstelle.

Weitere Einbrüche in den Jahren 1887 und 1892 in dem westlich an das Döllingergrubenfeld anschließenden Viktoringrubenfelde brachten neue Erfahrungen. Fortgesetzte neuerliche Verwicklungen führten zu neuen sinnreichen Maßnahmen zur Rettung der Gruben und der Thermen. Gegenwärtig befindet sich in der Nähe der ersten Einbruchstelle ein gegen die Gruben

wasserdicht abgeschlossener Pegelschacht; eine Zwischenstation bildet ein an der Stelle der ehemaligen Riesenquelle angelegter Schacht, so daß die über den Gruben lastende Wassersäule und auch der Einfluß der Sümpfung in den Gruben auf das Wasser im Porphyr und die Geschwindigkeit des Abflusses gegen die Gruben stets gemessen werden können. Das System hat sich bei späteren kleineren Einbrüchen (Gisela 1897) bereits trefflich bewährt und so ist das möglichste getan, um die Thermen von der Gefährdung durch die Gruben zu befreien.

Die Thermen von Karlsbad liegen in einem engen Auswaschungstale im südlichen Teile der Neudecker Granitmasse, der, nur orographisch abgetrennt vom Hauptstocke, mit dem Namen des Karlsbader Gebirges bezeichnet wird. Im Grunde dieses Erosionstales sind auf einer 1890 *m* langen und 180 *m* breiten Zone an vielen Stellen Hornsteingänge erkannt worden, welche da und dort durch Anhäufung von Granittrümmern zu Breccien mit Hornsteinbindemitteln werden. An einzelnen Stellen erscheint im Hornstein Pyrit und mit diesem in Verbindung auch Schwerspat, manchmal auch ein Streifen von sinterartigem Aragonit (Stadtturmfels), manchmal besitzen auch einzelne Aragonitbänke dünne Hornsteinbeläge. Sämtliche Quellen von Karlsbad scheinen über dem Zuge von Hornsteingängen zu entspringen. In jenem Teile des Tales, in welchem die größte Zahl der Quellen liegt, namentlich in der Umgebung des Sprudels, hat sich eine unregelmäßige, von Höhlungen durchsetzte Lage von Aragonitsinter, die sogenannte Sprudelschale aufgebaut, auf welcher der innerste Teil der Stadt erbaut ist. Knett hat jedoch noch in einer Höhe von 8 *m* über dem Schloßbrunnen und 17 *m* über dem Sprudel auf dem Stadtturmfels Lagen von Sprudelstein nachgewiesen. Es kann nach den neueren Erfahrungen nicht gezweifelt werden, daß sämtliche Quellen untereinander in Verbindung stehen. Dies geht namentlich daraus hervor, daß der Ausfluß des Sprudels künstlich zurückgehalten wird und daß bei einer vollen Öffnung des Ausflußrohres der Sprudel viel größere Sprunghöhe erreicht und die höher gelegenen Quellen nach kurzer Zeit beeinflußt werden.[1])

Die eigentümliche Übereinstimmung der nach Nordnordwest gerichteten Zone von Hornsteingängen in Karlsbad mit der Richtung vieler Gänge des Erzgebirges sowie auch jener von Marienbad und die ähnlichen Vorkommnisse am Säuerling von Gießhübel haben schon im Jahre 1860 Herm. Müller zu der Folgerung veranlaßt, daß eine Beziehung zwischen diesen Quellen und den Gängen des Erzgebirges bestehe. Diese Vorstellung ist teils durch Erfahrungen in anderen Ländern, namentlich in Nordamerika, und teils durch das Anfahren von Thermalwassern auf einzelnen Erzgängen des Erzgebirges noch unterstützt worden. Man kann auch die Zusammensetzung dieser Thermen, wie z. B. das Vorkommen einer allerdings sehr geringen Menge von Zink im Karlsbader Sprudel, zur weiteren Bekräftigung

[1]) J. Knett. Der Boden der Stadt Karlsbad und seine Thermen in Festschrift zur 74. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte. Karlsbad. 1902, S. 45 und 58.

dieser Meinung herbeiziehen. Die Studien über Thermen und Mineralgänge haben schließlich zur Unterscheidung von vadosem, d. h. vom Tage her einsickerndem Wasser und von juvenilem Wasser geführt; letzteres steigt in heißem Zustand aus der Tiefe empor und tritt in den Thermen zum ersten Male an die Oberfläche. So wie es nicht gelungen ist, die Metallanhäufungen der Erzgänge durch Auslaugung aus dem Nebengesteine zu erklären, so kann auch eine solche Herkunft für die in den Thermalwassern enthaltenen Stoffe nicht angenommen werden. Abgesehen von den großen Mengen freier Kohlensäure, ist der Granit von Karlsbad z. B. nicht im stande, die Menge von Chlor zu liefern, welche in der bedeutenden Kochsalzmenge des Sprudels enthalten ist. Daß allerdings gewisse Heilquellen rein vadosen Ursprungs sein können, zeigen die oben erwähnten Bitterwasser. In vielen Thermen wird das juvenile mit von oben zusickerndem vadosen Wasser vermengt sein.[1])

An vielen Punkten findet man im Granite der Umgebung von Karlsbad Anhäufungen von Kaolin, dem Zersetzungsprodukte der Feldspate des Granits; sie bilden die Grundlage der böhmischen Porzellanindustrie. Einzelne Kaolinablagerungen liegen unter dem tertiären Tone und es wurde ihnen deshalb vortertiäres Alter zugeschrieben. Da jedoch das Kaolin wenigstens zum größten Teile nicht durch atmosphärische Zersetzung, sondern unter dem Einflusse der aufsteigenden heißen Wasser gebildet wurde, muß geschlossen werden, daß auch die Kaoline unter dem wasserdichten tertiären Tone weit späteren Ursprungs sind und zugleich den Beweis abgeben, daß seit alten Zeiten und auf wechselnden Wegen die thermalen Ausströmungen auf den Spalten des Granits vor sich gegangen sind.[2])

VIII. Abschnitt.

Die Sudeten.

Einleitung. — Die sudetischen Brüche. — Die westlichen Sudeten, Granite der Lausitz. — Das Riesengebirge. — Die älteren kristallinischen Schiefergesteine des Riesengebirges. — Die östlichen Sudeten, paläozoische Außenzone. — Das vorpaläozoische Gebiet der östlichen Sudeten, Querprofil durch die südöstlichen Sudeten. — Anschluß des Querprofils gegen Norden. — Das Eulengebirge und die Kuppen der Ebene. — Der böhmische Kamm, das Habelschwerdter- und das Adlergebirge. — Übersicht des Unterbaues der östlichen Sudeten. — Ostrand der Sudeten und östliches Vorland, Kohlenreviere von Oberschlesien und Ostrau—Karwin. Umgebung von Krakau. — Die Boskowitzer Furche und die Brünner Eruptivmasse. — Landschaft und Eiszeit in den Sudeten.

Einleitung.

Reicher gegliedert durch das Eingreifen verschiedener Sedimente zwischen die alten Horste, in höherem Grade durch jüngere Brüche zer-

[1]) E. Suess. Über heiße Quellen. Verh. d. Ges. deutscher Naturforscher und Ärzte. 1902.

[2]) A. Rosiwal. Über neue Maßnahmen zum Schutze der Karlsbader Thermen. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt. 1894, S. 742.

stückelt und mannigfaltiger als alle bisher betrachteten Teile der böhmischen Masse sind die Randgebirge jenseits des Elbbruches im Norden und jenseits der Boskowitzer Furche im Osten, welche hier unter dem Namen der „Sudeten“ zusammengefaßt werden. Im Lausitzer Granitlande verschmelzen sich die sudetischen Gesteine äußerlich mit den Vorbergen des Erzgebirges; ganz allmählich erheben sie sich aus der Ebene. Im Riesengebirge erreicht die böhmische Masse ihre höchste Erhebung. Als tiefe Einsenkung liegt dagegen die Ebene von Braunau zwischen dem breiten Rücken des Eulengebirges und der Kreidetafel der Heuscheuer.

Im Süden bildet der Elbbruch die Grenze der sudetischen Gebiete. Im Norden taucht das Gebirge in einzelnen Kuppen unter das jüngere Schwemmland der großen deutschen Ebene und im Osten schließt sich an die Waldberge des hohen und des niederen Gesenkes in Mähren und Schlesien noch die Ebene der Kohlenreviere von Ostrau und von Oberschlesien, welche ebenfalls noch als ein Teil der Sudeten anzusehen ist und im Osten von den Karpaten begrenzt wird. Noch über dieses Gebiet hinaus in der Richtung auf Krakau und gegen Nordost über Czenstochau dehnt sich eine weite Ebene, welche gleichfalls hier in Betracht kommen soll, da einzelne zerstreut aufragende Höhen eines verhüllten Gebirges zum Verständnisse des Ganzen beitragen.

Schon im Jahre 1786 hatte die Böhmische Gesellschaft der Wissenschaften eine eigene Expedition ausgesendet, um die höchsten Teile des Riesengebirges zu erforschen und im Jahre 1797 eröffnete L. v. Buch mit einer Abhandlung über Landeck die Reihe von Schriften über die Beschaffenheit dieses Gebirges und im selben Jahre entwarf er sogar schon eine „mineralogische Karte von Schlesien“. Nichtsdestoweniger ist die Kenntnis des Gesamtbaues nur langsam herangereift. Ein äußerer Grund hiefür lag in dem eigentümlichen, auf längere Strecken der Wasserscheide folgenden Lauf der politischen Grenze. Während von der Landecke, westlich von Mährisch-Ostrau bis Weidenau die ganze Breite des Berglandes und noch bis Jauernig sein nördlicher Saum nach Österreich fallen, reicht im Gebiete der Neiße und insbesondere ihres linken Zuflusses, der Weistritz, die Grenze so weit gegen Süd, daß gegen Nachod hin fast die ganze Breite des Gebirges in Preußen liegt. Dann tritt die Grenze wieder nach Norden, teilt die große carbonische Flötzmulde von Schatzlar-Waldenburg in eine österreichische und eine preußische Hälfte und durchschneidet schräg den Granitstock des Riesengebirges. Bei Zittau liegt das ganze Gebirge auf sächsischem Gebiete. Über Schluckenau und Hainspach tritt wieder die österreichische Grenze vor und das westliche Ende ist wieder sächsisch. Dieser Umstand macht es nötig, daß bei der Betrachtung der Sudeten noch mehr als in anderen Abschnitten über die Grenzen der österreichischen Monarchie hinausgegangen wird; eine weitere Folge ist auch eine gewisse Ungleichartigkeit der zur Verfügung stehenden Beobachtungen. Abgesehen von zahlreichen Einzelarbeiten, besitzen wir für den österreichischen Teil eine zusammenhängende

Reihe von Darstellungen durch die älteren Arbeiten der k. k. geologischen Reichsanstalt, während die neueren Arbeiten derselben sich auf den Süden und Südosten beschränken. In ähnlicher Weise liegen für die preußischen Gebiete zwei umfassende und vortreffliche Veröffentlichungen vor, begleitet von geologischen Karten im Maßstabe 1:100.000, in welchen der niederschlesische Anteil durch Beyrich, G. Rose und Roth, der oberschlesische durch F. Römer bearbeitet worden ist.[1] Die neueren Aufnahmen der königl. preuß. Landesanstalt beziehen sich, soweit sie in die Offentlichkeit gelangt sind, hauptsächlich auf die mittleren Teile des Gebirges. Im Nordwesten, in Sachsen, kann die neue Landesaufnahme als vollendet angesehen werden, aber die Arbeiten greifen leider nur auf eine kleine Strecke sudetischen Gebietes über, nämlich nur auf das verhältnismäßig einförmige Gebiet des Lausitzer Granits.

Die sudetischen Brüche.

Im Gegensatze zum Erzgebirge sind die Sudeten von langen oft in flachem Bogen verlaufenden Brüchen durchschnitten. Sie streichen im großen ganzen gegen Nordwest und treten in dieser Richtung divergierend auseinander. Nach der ganzen Anlage schließt sich im Süden an das System der Brüche die lange Boskowitzer Furche von Senftenberg bis Mährisch-Kromau, welche aus der südsüdöstlichen in die südliche und dann in die südwestliche Richtung allmählich umbiegt. Ihr wird unten eine besondere Besprechung gewidmet.

Von den nordwestlichen Brüchen können hier nur die bedeutenderen hervorgehoben werden. Noch weit außerhalb der Sudeten liegt die bereits erwähnte Verwerfung, welche den Westrand des Eisengebirges bildet und bei Elbe-Teinitz die Elbe erreicht; auch ihrer mutmaßlichen Fortsetzung über die Aufbrüche von Cenoman bei Alt-Prerau bis in den Graben von Melnik wurde schon Erwähnung getan. (S. 179).

In der Nähe des Nordrandes der Boskowitzer Furche unterschied bereits Paul drei Bruchlinien; die erste zieht von Littitz (westlich von Senftenberg), wo die Wilde Adler den hervortretenden Granit durchschneidet, nach Südsüdost gegen Landskron; die zweite ist kürzer und entblößt an ihrem Ostfuße bei Pottenstein südlich von Warnberg den Granit; die dritte, etwa 25 *km* lang, streicht südwestlich von Pottenstein vorüber, zeigt bei Kerhartitz an der Stillen Adler, unterhalb Wildenschwert, das Urgebirge und setzt sich bis in die Gegend von Böhmisch-Trübau fort.[2]

[1] J. Roth. Erläuterung zur geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und der umliegenden Gegenden. Berlin 1867. F. Römer. Geologie von Oberschlesien, Breslau 1870.

[2] K. M. Paul. Die geologischen Verhältnisse des Chrudimer und Königgrätzer Kreises im östlichen Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1863, Bd. XIII, S. 451—461. K. Hinterlechner. Der Gneisgranit und die Dislokation von Pottenstein an der Adler. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 593—613.

Weitere untergeordnete Brüche und Flexuren durchziehen die Kreide, sie sind teilweise von KREJČI beschrieben worden.[1])

Aus der Gegend südöstlich von Josefstadt zwischen den Dörfern Librzitz und Jilowitz beschrieb PETRASCHEK eine Verwerfung, an welcher der Pläner mit einem Fallen von 15—25° gegen Südwest aufgeschleppt ist. Die Störung verläuft nordwestlich und liegt beiläufig in der Fortsetzung jener von Littitz und Geyersberg.[2]) Ihre gedachte Fortsetzung trifft auf die von KREJČI beschriebene Dislokation bei Königinhof, welche die Tonschiefer und Gneise des Zwiczinberges bei Miletin im Norden begrenzt und



Fig. 49. Schichtenkopf der geschleppten Kreide oberhalb des Bahnhofes von Liebenau. Im Hintergrunde zieht der Kreidesandstein das Gehänge hinauf und der helle Fleck im Talgrunde ist ein Steinbruch im Porphyr des Rotliegenden.

sich gegen Nordwesten in das Rotliegende gegen Lewin-Oels fortsetzt. Ihr vorgelagert ist eine Verwerfung in der Kreide, welche von Klein-Bürglitz nördlich von Horzitz gegen Mlasowitz zieht. Seitlich von Jitschin tritt das Rotliegende an den geschleppten Gebirgsrand; bei Eisenbrod nähern sich glimmerige Phyllite und beim Bahnhofe von Liebenau bietet der Elbbruch das schöne und lehrreiche Bild einer großen Flexur, dessen Deutlichkeit vor allem durch die verschiedene Färbung der Gesteine sehr unterstützt wird. An die Phyllite des Jeschken lehnen sich, etwa 30° nordwärts fallend, Sandsteine, Porphyre und Melaphyre und darüber der steil absetzende Schicht-

[1]) Archiv f. naturwiss. Landesdurchf. Prag 1869, Bd. 1, Abtl. VI, S. 14.

[2]) W. PETRASCHEK. Die Kreideablagerungen bei Opočno und Neustadt im östlichen Böhmen. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1901, S. 402—408.

kopf des cenomanen Sandsteines. Sehr scharf gekennzeichnet und durch hellfarbige Felsen oft weithin sichtbar läuft der geschleppte Schichtenkopf der Kreide den Südabhang des Jeschken entlang. Am Trögelsberge bilden die steilgestellten Kreideschichten den Kamm des niederen Rückens selbst; die herabgestürzten Sandsteinblöcke sind auch über den Nordabhang verstreut, während der anstehende Phyllit im Waldboden verborgen bleibt. Von hier an westwärts bildet, abgesehen von den aufgesetzten Vulkanen, die Kreide die höchste Erhebung der böhmischen Umwallung (Fig. 50).



Fig. 50. Steilgestellter Schichtenkopf des Kreidesandsteines am Kamme des Trögelsberges bei Pankratz.

In der Nähe der sächsischen Grenze ändert sich das Bild und die Flexur verwandelt sich in einen gegen Süd überschobenen Bruch, die alten Schiefer legen sich über die umgebogenen Schichten der Kreide und bei Daubitz und Zeidler sind die oft erwähnten, vereinzelten Reste von Jura zwischen Granit und Kreide eingeklemmt.[1])

Die Granitgrenze weicht hier in einer auffallenden Bucht gegen Norden zurück, denn der überschobene Granit ist durch Abtragung von einer halbkreisförmigen Oberfläche von etwa 4 *km* Durchmesser entfernt. Die Tafel von Quadersandstein mit *Inoceramus Brogniarti* tritt von Westen her scheinbar horizontal an den Granit heran, aber unmittelbar am Rande ist ein Streifen des tieferen Cenoman aufgeschleppt; dann folgen Streifen von mitt-

[1]) O. Lenz. Über das Auftreten jurassischer Gebilde in Böhmen; Zeitschr. f. d. gesamte Naturwissensch. Neue Folge I, 1870, S. 337—376. Die Fauna wurde von G. Bruder beschrieben. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. LXXXIII, 1888, S. 47—49, u. LCIII, 1886, S. 193—214, Lotos. 1886 u. 1887.

lerem und oberem Jura und knapp an der Granitgrenze wird noch eine mehr als 1 *km* lange Scholle von Rotliegendem sichtbar[1]) (Fig. 51).

In Sachsen wird diese große Dislokation, wie bereits erwähnt wurde, als die „Lausitzer Hauptverwerfung" bezeichnet. Die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse von Granit über Jura bei Hohnstein östlich von Pirna haben schon in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts eine Reihe von Untersuchungen und Schriften hervorgerufen (Gumprecht, Cotta u. a.). Von hier zieht die Dislokation mit nordwestlicher und westnordwestlicher Richtung weiter, tritt in der Nähe von Pillnitz unterhalb Pirna anscheinend in eine ältere, geradlinig gegen Nordnordwest gerichtete Bruchlinie ein, verläßt sie wieder im Norden von Dresden und nachdem sie aus dem Lausitzer



Fig. 51. Die Bucht von Zeidler. Überschiebung des Granits über Jura und Kreide. *tur* Turon, *cen* Cenoman, *j* Jura, *P* Rotliegendes, γ Granit, β Basalt, I, IX Untersuchungs-Stollen.

Granit in einen Syenitstock übergetreten ist, kann sie bei Oberau unweit Meißen an der aufgerichteten Kreide erkannt werden und verschwindet dann unter der Ebene.

Es sei hier noch auf die große Ähnlichkeit der Erscheinungen bei Hinterhermsdorf und Daubitz mit denen von Voglarn bei Passau hingewiesen, wo ebenfalls Granit gegen Südwest über Jura und Kreide hinweggeschoben ist (S. 7). Hier an der sächsischen Grenze sind besondere Schürfungen angestellt worden, um die Überschiebungsfläche festzustellen; ihre Neigung ist bald vertikal, bald flacher und sinkt selbst auf 15° und sogar auf 12° herab.[2])

[1]) O. Hermann u. R. Beck. Geologische Spezialkarte v. Sachsen. Sektion 86. Hinterhermsdorf—Daubitz.

[2]) Beck. Sektion Königstein—Hohnstein, S. 26.

Das Aufragen der Kreide über den überschobenen Granit, das hier die Regel ist, erklärt Beck[1]) durch Quarzinfiltrationen, welche den Sandstein härter und widerstandsfähiger machen, als der an der Dislokation zertrümmerte Granit. E. Beyrich hat bereits vor langer Zeit in seiner bekannten Abhandlung über die schlesische Kreideformation die Lausitzer Dislokation mit den Brüchen im Innern der Sudeten verglichen.

Nach der vorhergegangenen Beschreibung ist auf der Strecke zwischen Pottenstein und Miletin die Bruchzone, welche die Sudeten begrenzt, weniger scharf ausgeprägt und streckenweise unterbrochen. Gerade dieser Strecke entsprechend erscheinen hier weiter im Innern einige größere Verwerfungen. Die bedeutendste unter ihnen begrenzt das Carbon von Schatzlar-Schwadowitz gegen die vorlagernde Kreide. Wahrscheinlich steht sie mit

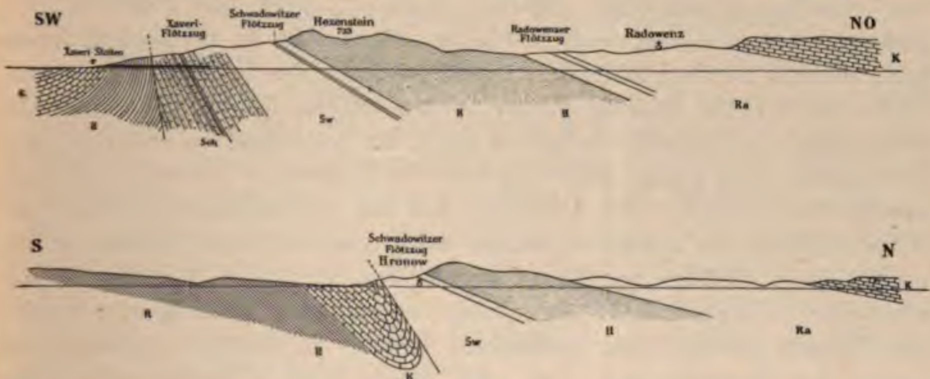


Fig. 52. Überschiebung von Carbon über Kreide am Rande des Schatzlar-Schwadowitzer-Steinkohlengebietes nach A. Weithofer.
Sch Schatzlarer Schichten, *Sw* Schwadowitz-Radowenzer Schichten, *H* Hexenstein-Arkosen, *R* Rotliegendes, *K* Kreide.

dem Abbruche des Adlergebirges in Zusammenhang, der über Straußenei heraufzieht. Bei Cudowa wurde sie von Michael nachgewiesen[2]) und bei Hronow an der Mettau, nördlich von Nachod, ist sie nach Weithofer so mächtig und der Nordostflügel über den Südwestflügel so stark überschoben, daß der Bergbau unter dem Carbon die Kreideformation angetroffen hat.[3]) Weiter gegen Nordwest lehnt sich die Kreide erst an das Carbon und dann an das Rotliegende und 25 *km* von Hronow gegen Schatzlar scheint der Bruch erloschen zu sein. Dieser Bruch kann als eine dritte Hauptlinie neben dem Randbruche des Eisengebirges und dem Elbbruche betrachtet werden.

[1]) Gumprecht. Beiträge z. geogn. Kenntnis einiger Teile Sachsens und Böhmens. 1835, Taf. XI, Fig. 12.

[2]) R. Michael. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1893.

[3]) K. A. Weithofer. Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesischen-böhmischen Steinkohlenbeckens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLII, 1897, S. 455—478.

Im Innern der Sudeten ist es schwieriger, diese Linien zu erkennen, sobald dieselben innerhalb des Urgebirges liegen, in vielen Fällen aber sind an ihnen Sedimente, namentlich die Kreide, zur Tiefe gesunken und in Gräben als lange Streifen erhalten. Dann tritt das bereits von Beyrich geschilderte tektonische Bild deutlich hervor. Einem Teile dieses innern Bruchsystems hat Leppla eine sehr eingehende Schilderung gewidmet.[1])

Bei Schildberg in Mähren beginnt eine schmale grabenförmige Versenkung; steilgestellte Tone der Kieslingswalder-Schichten (Senon) und turoner Pläner tauchen aus der diluvialen Lehmniederung im Norden der Stadt.[2]) Über Grulich und Mittelwalde nordwärts ziehend erweitert sich der Graben. Die Breite beträgt bei letzterem Orte fast 6 *km*, bei Habelschwerdt aber, weiter im Norden, bereits 11 *km*. Dieser große Graben, beiderseits von scharfen meridionalen Brüchen begrenzt, wird die Neiße-Senke genannt. Von Habelschwerdt nordwärts fügen sich an die nordsüdlichen noch schräge durchschneidende, westnordweststreichende Brüche; sie umfassen zuerst einen beiläufig ebenso breiten Graben, der als die abgelenkte Fortsetzung der Neiße-Senke gelten kann, im Nordwesten aber gegen die hochliegende und wenig gestörte Scholle der Heuscheuer (919 *m*) allmählich auszuflachen scheint. Der Übergang von der nordsüdlichen Richtung der Neiße-Senke in die westnordwestliche der Heuscheuer wird überdies durch nordwestliche Brüche vermittelt, welche den nördlichen Teil des Habelschwerdter Gebirges und die Hohe Mense begrenzen und beiläufig dem Bruche von Hronow parallel sind. Sekundäre Brüche durchsetzen überdies das Innere des Kreidegebietes. Von allen diesen Brüchen dürfte der östliche Randbruch der Neiße-Senke der bedeutendste sein; Leppla schätzt seine Sprunghöhe auf 600—700 *m*.

Die etwa 15 *km* lange Kreidemulde von Lähn nördlich von Hirschberg ist nach Beyrichs und Kunths Beschreibung ebenfalls ein typischer, nordwestlich streichender Graben mit steil aufgebogenen Rändern.[3]) Dieselbe Erscheinung wiederholt sich an dem Saume der größeren Mulde von Löwenberg und ebenso auch an dem aus Muschelkalk und Zechstein bestehenden Rande der Mulde von Hermsdorf südlich von Goldberg. Die beiden letzteren Grabensenkungen stehen in Verbindung mit dem weiten Kreidegebiete bei Bunzlau und Naumburg. Aber noch viel weiter draußen, bei Wehrau am Queiß nordwestlich von Bunzlau, haben Dechen und Beyrich mitten in der Ebene 70—80° gegen Süden fallend Muschelkalk und Kreide angetroffen. Es ist der steil aufgerichtete Nordostrand einer Senkung, welche die Mulden von Hermsdorf und Löwenberg fortsetzt und beweist,

---

[1]) A. Leppla. Geologisch hydrologische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße. Abh. d. k. preuß. geolog. Landesanst., Neue Folge, Heft 32, 1900.

[2]) E. Tietze. Geognostische Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. geolog. Reichsanst. 1902, S. 681.

[3]) A. Kunth. Über die Kreidemulde von Lähn in Niederschlesien. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., XV, 1863, 5. 714.

daß die Grabenbrüche der Sudeten noch weit unter die norddeutsche Ebene hinauslaufen (s. Abschnitt I, S. 13).

Viel gewaltiger endlich als die bisher betrachteten Senkungen, ist der sudetische Randbruch, welcher von Jauernig und Reichenstein, bis in die Gegend von Jauer und Goldberg das ganze sudetische Gebirge abschneidet und unter die Ebene versinken läßt. Sein genaues Alter ist nicht bekannt, doch sind tertiäre Braunkohlen seinem Fuße angelagert und allem Anscheine nach jünger als der Bruch. Es ist bemerkenswert, daß alle bisher erwähnten Gräben südlich von der nordwestlich fortgesetzten Richtung dieses Hauptbruches liegen und daß innerhalb der zahlreichen Kuppen nördlich von demselben keine mesozoischen Schollen und auch keine Anzeichen von Gräben bekannt sind.

Die westlichen Sudeten, Granite der Lausitz.

Innerhalb der Gebirgsgruppen vom Elbbruche im Westen bis an die Einsattlung von Landeshut im Osten und bis an die Linie Lauban-Kupferberg, d. i. bis an die Südgrenze des Bober-Katzbachgebirges, lassen sich vor allem zwei gesondert hervortretende geologische Einheiten unterscheiden, nämlich das Lausitzer-Gebirge im Westen und das Riesengebirge im weiteren Sinne im Osten. Das Lausitzer-Gebirge besitzt geringe absolute Höhe und ziemlich ruhiges Relief. Das Riesengebirge bildet dagegen im Verein mit dem Isergebirge, dem Iserkamm und dem Jeschken einen mehr einheitlichen und hochaufragenden Gebirgsstock, von welchem die Täler mehr oder minder strahlenförmig ausgehen.

Die ausgedehnten Granitvorkommnisse der Westsudeten haben im Jahre 1849 G. Rose den Anlaß geboten, den durch dunkeln Glimmer ausgezeichneten Granit, welcher den Hauptstock des Riesengebirges zusammensetzt, unter dem Namen Granitit von dem zweiglimmerigen oder eigentlichen Granit abzutrennen. In neuerer Zeit hat aber Milch gezeigt, daß der Muskowit größtenteils sekundären Ursprungs ist, daß Granit und Granitit dieselbe chemische Zusammensetzung besitzen und daß daher die Abgrenzung eine unsichere ist.[1]) Trotzdem ist die Unterscheidung hier vorläufig aufrecht erhalten worden und zwar weil die Erfahrung gelehrt hat, daß die Beobachter seit der Zeit G. Roses in der Natur stets Granitit und Granit zu trennen im stande gewesen sind und daß der Granit im engeren Sinne sich sowohl in seinen landschaftlichen Formen, als auch in seiner technischen Verwendbarkeit vom Granitit unterscheidet.

Das ganze weite Lausitzer Gebirge von der Elbe bis Görlitz ist der Hauptsache nach nur ein großes Granitgebiet, da und dort bedeckt von den jungen Bildungen der Ebene, welche von Norden her mit unregelmäßigen Umrissen zwischen die einzelnen Kuppen hereintritt und oft über-

[1]) L. Milch. Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Beilagebd. XII, 1899. S. 115—237 u. Beilagebd. XV, 1902, S. 105—204.

ragt wird von vereinzelten Basalt- oder Phonolithbergen. Die neuen sächsischen Aufnahmen haben gegen Norden Spuren einer Grenze gegen auflagernde mutmaßlich silurische Sedimente nachgewiesen und Bruchstücke solcher Gesteine werden vom Granit umschlossen. Nach HERRMANNS Angaben läßt sich diese Grenze von Radeburg nordöstlich von Dresden gegen Nordost nach Königsbrück ziehen; von da tritt sie südwärts vor gegen Bischofswerda, umfaßt Bautzen, abermals in weitem Bogen zurückweichend, und läuft dann mehr geschlossen einen zweimaligen Bogen beschreibend ostwärts nach Görlitz.[1]) Manche Gesteine, die ältere Beobachter hier als Gneis bezeichnet haben, sind als durch Druck veränderte Granite erkannt worden.

In den Graniten der Lausitz werden drei hauptsächliche Varietäten unterschieden; nämlich der mittelkörnige Lausitzer Granitit, welcher dem Granitit des Riesengebirges gleichgestellt werden kann, der zweiglimmerige kleinkörnige Lausitzer Granit und der grobkörnige Rumburger Granitit. Der Granitit herrscht im Norden und im Osten des Lausitzer Gebirges und ihm gehören die reichen, stellenweise bis zu 25 *m* mächtigen Kaolinlager der Gegend von Bautzen an, ebenso die ausgedehnte Steinbruch-Industrie, welche weit und breit die Städte versorgt. Der Granit im engeren Sinne oder Zweiglimmergranit bildet vorwiegend die Berge im Westen und Südwesten. Seine Oberfläche ist, wie jene des Granitits, mit den bezeichnenden Blöcken überstreut.

Der Rumburger Granitit, durch sein gröberes Korn und die blaugraue vom Quarze stammende Farbe gekennzeichnet, ist weniger verbreitet; er zeigt sich nur im Süden des Lausitzer Gebirges, von Schönlinde und Rumburg gegen das Tal der Görlitzer Neiße und jenseits derselben gegen Reichenau.

Mitten im Granit, bei Seifhennersdorf, zwischen Rumburg und Warnsdorf, liegt auf der granitischen Unterlage ein kleines tertiäres Braunkohlenbecken. Zahlreiche Kegel von Basalt und Phonolith setzen vom Mittelgebirge her über den Granit weit fort gegen Nord und Nordost.[2])

Sehr wichtig ist der Umstand, daß die ältere tertiäre Braunkohlenbildung, welche durch ganz Schlesien den nördlichen Fuß der Sudeten begleitet und an der Wittig unterhalb Friedland nach Böhmen hereintritt, sich an der Neiße quer über das Gebiet des Lausitzer Gebirges bis Grottau

[1]) O. HERRMANN. Die wichtigsten Resultate der neuen geologischen Spezialaufnahmen in der Oberlausitz im Vergleich mit älteren Ansichten; Vortrag vor der Naturforschenden Gesellschaft in Görlitz. Abh. d. Ges. XXI, 1895.

[2]) J. HAZARD hat den Versuch gemacht, aus dem Umstande, ob die Basalte Olivin oder Hornblende führen, zu erkennen, welche Basalte als Lavadecken und welche als wahre Ausbruchstellen anzusehen seien. Über die petrographische Unterscheidung von Decken und Stielbasalten in der Lausitz; Tschermaks Min. Mitt. Neue Folge. Bd. XIV, 1895, S. 297—310. Veränderte Einschlüsse im Basalt beschrieb C. v. JOHN. Über Gabbro und Granititeinschlüsse im Basalt von Schluckenau in Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanst. Bd. LII, 1902, S. 141—162.

in Böhmen fortsetzt.[1]) Wie dies unter der norddeutschen Ebene die Regel ist, sind auch die Flötze von Grottau gefaltet. An anderen Orten ist die Faltung der Bewegung des nordischen Eises zugeschrieben worden und es wird sich unten zeigen, daß das nordische Eis tatsächlich bis in diese Gegend gereicht hat. Auf der ganzen Strecke von der norddeutschen Ebene über Zittau bis über die böhmische Grenze bei Grottau, war schon zur Oligocänzeit das Lausitzer Gebirge zwar durch den gemeinschaftlichen granitischen Untergrund ausgezeichnet, aber nicht als ein Gebirge im orographischen Sinne vorhanden. Die Unterbrechung ist nicht tektonisch, sondern ist einer alttertiären Abtragung zuzuschreiben.

Das Riesengebirge.

Ein erster Blick auf die geologische Karte zeigt einen inneren aus Granitit bestehenden Kern, welcher das Isergebirge und den größten Teil des eigentlichen Riesengebirges, doch ohne die Schneekoppe, zusammensetzt, und eine äußere Umwallung, bestehend aus Gneis und alten Schiefern mit vereinzelten Vorkommnissen von Granit. Dieser äußere Gürtel, bei Kupferberg beginnend, bildet den Zug der Schneekoppe und das von hier gegen Freiheit und Hohenelbe abdachende Gebirge, dann das Jeschken-Gebirge samt den Höhen von Kratzau und die Kuppen, die über Friedland nach Raspenau führen, ferner den Iserkamm im Norden mit der Tafelfichte und den ganzen breiten nördlichen Abdachungen und Ausläufern bis gegen Greifenberg und ostwärts bis Hirschberg. Diese aus sehr verschiedenen Gesteinen bestehende Umwallung ist in ihrem Baue viel selbständiger gegenüber dem Granitit, als der erste Blick vermuten läßt.

Der Granitit bildet eine von West nach Ost gestreckte, aus der Nähe von Kratzau bis in die Nähe von Kupferberg ausgedehnte Masse, welche durch eine sanduhrartige Einschnürung bei Harrachsdorf in zwei ziemlich gleich große Massen, das Isergebirge im Westen und das Riesengebirge mit den Graniten von Warmbrunn und Schmiedeberg im Osten, geteilt ist. Nahe westlich von dieser Einschnürung fließt die Iser quer über den Granititstock. Die westliche Hälfte des Gebirges erhebt sich nur an wenigen Stellen über 1000—1100 *m*; die östliche ist viel höher und bildet namentlich den Kamm, welcher vom Reifträger (1362 *m*) die Quellen der Elbe im Norden umfassend, über das Hohe Rad (1506 *m*) und die beiden Sturmhauben (1424—1442 *m*) zum Mittagsstein (1485 *m*) zieht. Es wurde bereits erwähnt, daß der höchste Punkt des Gebirges, die Schneekoppe (1603 *m*), nicht dem Granitstocke, sondern der südlichen Umrandung angehört.

Die östliche Hälfte des Stockes, obwohl die höhere, ist durch einen großen und unregelmäßig umgrenzten Einsturz, den Hirschberger Kessel, unterbrochen, welcher etwa 1000 *m* tiefer liegt als der Kamm des Granititgebirges; nachträgliche Erosion hat hier offenbar in einem gesenkten und

[1]) F. Katzer. Die Grottauer Braunkohlenablagerungen in Nordböhmen. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. XLV, 1877.

durch zahlreiche sich kreuzende Klüfte und Verwerfungen der Zerstörung leichter zugänglichen Gebirgsteil einen breiten Talknotenpunkt ausgetieft.[1]) Vom Gebirge ausgehende Hügelketten teilen das gesenkte Gebiet in die Niederungen von Warmbrunn, von Schmiedeberg und von Kupferberg. Bei Schmiedeberg tritt sogar die südliche Umrandung des Granitits, hier Gneis und Glimmerschiefer, bis knapp an den Rand der Senkung. Glaziale Bildungen verschiedener Art, vielleicht auch schon tertiäre Sedimente sind vom Norden her in den Kessel eingedrungen.

Außerhalb dieser Senkung ist die Grenze des Granititstockes an mehreren Orten von Kontaktbildungen begleitet, welche beweisen, daß der Granit in seiner Gesamtheit als ein intrusiver Batholith aufzufassen ist, jünger als die an die variscische Faltung gebundenen Gesteine und in dieser Hinsicht ganz analog den großen und kleinen Granitstöcken des Erzgebirges.[2]) Auf der Höhe des Riesengebirges läuft die Kontaktlinie von der Schwarzkoppe unter der Schneekoppe hin, über den Brunnberg und den Ziegenrücken, nördlich vom Krkonosch, quer durch die große Kesselgrube gegen Harrachsdorf, wo die Erscheinungen am schönsten und deutlichsten ausgeprägt sind. Auf dieser ganzen Strecke trifft man kleine aufgelassene Kiesbergbaue, ferner Fruchtschiefer, Knotenschiefer oder Andalusitschiefer.

Den südwestlichen Teil der Umrandung von Tannwald über Gablonz, etwas westlich von Reichenberg und bis in die Nähe von Kratzau bildet eine lange und schmale Zone von G r a n i t, der von Rose dem Rumburger Granit gleichgestellt wurde. Anfangs erhebt sich dieser Gürtel von Granit als selbständiger Rücken über den tiefer liegenden Granitit empor und erreicht im Schwarzbrunner Berge östlich von Gablonz die Höhe von 873 *m*; bei Reichenberg ist er aber zum größten Teile in der Mulde begraben, welche die Stadt vom Jeschken-Gebirge trennt. Jokély hat die Fortsetzung des Gürtels noch über Kratzau hinaus und südlich von Raspenau verfolgt; im Wittigtale ist er noch in der Breite von 400 *m* bloßgelegt. Aber auch außerhalb dieses Gürtels und entfernter vom Granitit, trifft man im Gneis auf zahlreiche kleinere und größere Intrusivmassen und Gänge von Granit bis weit hinaus in das Hügelland von Friedberg.

Im Norden fällt der Granitit in steilen felsigen Schluchten ab gegen das Wittigtal bei Raspenau und Liebwerda; dann fällt seine Grenze auf eine längere Strecke mit dem Fuße des Südabfalles des Großen Iserkammes zusammen. In dessen östlichstem Teile, oberhalb Schreiberhau, finden sich nach Gürich wieder Andalusit-Glimmerschiefer und Andalusit-Hornfelse. Bei Hirschberg tritt eine mächtige Granitmasse hervor, welche sich in nordwest-

[1]) Gürich. Geologischer Führer in das Riesengebirge, 1900, S. 8. Dathe. Schles. sudet. Erdbeben. Abh. d. k. preuß. geolog. Landesanst., 1898, S. 243.

[2]) Viele diesbezügliche Angaben bei Gürich l. c. S. 260, 268 u. a. a. O., für den Osten gibt Rose viele Angaben in Roth. Erläut. z. geolog. Karte v. Niederschlesien. Die Umgrenzung des Isergebirges und die ganze Südgrenze beschrieb Jokély im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, 1859, S. 370 u. 1861, S. 401 ff.

licher Richtung von der Umgrenzung des Granitstockes entfernt. Die Erzvorkommnisse von Kupferberg am Ostrande des Hirschberger Kessels sind der Kontaktzone zuzurechnen.

So ist der intrusive Granitstock des Riesengebirges nach allen Richtungen ziemlich scharf gegen das umliegende Gebirge abgegrenzt; er selbst aber ist wieder von jüngeren Eruptivgesteinen, von Basalt und Porphyr durchbrochen. Drei oder vier anscheinend parallel gegen Nordost streichende Porphyrgänge durchschneiden zwischen dem Mittagstein und dem Hohen Rad den Kamm des Riesengebirges und sind auch in der Tiefe des Hirschberger Kessels sichtbar. Sehr merkwürdig sind die vom Relief völlig unabhängigen, weithin verstreuten Vorkommnisse von Basalt. Man trifft Basalt anstehend an der Westseite der kleinen Schneegrube nicht gar weit unter dem hier 1380 *m* hohen Kamme des Riesengebirges und ebenso tief unten bei Warmbrunn im Hirschberger Kessel. In der Natur sind solche Vorkommnisse wahrscheinlich noch viel zahlreicher, als sie bereits auf den geologischen Karten verzeichnet sind, und in Reichenberg konnten bei den neuen Bauten der letzten Zeit im Boden dieser Stadt allein zwei Gänge von Nephelin-Basalt und ein Gang von Melaphyr beobachtet werden.[1])

An den großen Intrusivstock tritt an einer Stelle Tonschiefer heran, an einer anderen Glimmerschiefer und an einer dritten wieder Gneis. Schon dadurch verrät sich die Selbständigkeit des Granits gegenüber seiner Umrandung; noch deutlicher tritt dieselbe in der abweichenden Streichungsrichtung der Schieferhülle hervor und sie kann schon aus den Hauptzügen des Baues erkannt werden, wenn auch heute eine völlig klare Übersicht aller Einzelheiten des Gebirgsbaues kaum noch möglich ist.

Wir wollen zunächst das Jeschken-Gebirge ins Auge fassen.[2]) Ein ziemlich breites Gebiet von Phyllit und Schiefer, öfters als das Eisenbroder Gebirge bezeichnet, nimmt den Raum ein zwischen den granitischen Schwarzbrunner Bergen bei Gablonz und dem Elbbruche; im Osten wird es von der Iser und der Kamnitz, im Westen von dem tiefen Auswaschungstale des Mohelkabaches bei Reichenau durchschnitten; dasselbe Schiefergebirge setzt sich unter dem Namen des Jeschken als bedeutender Rücken gegen Nordwesten fort. Jenseits des Jeschkengipfels (1010 *m*) teilt es sich in zwei Kämme; der westliche setzt über den Kalkberg und den Trögelsberg die Richtung des Jeschken bis südlich von Grottau fort; während der östliche Teil mit unbestimmten Umrissen westlich von Kratzau in das niedrige Hügelland übergeht.

Phyllitische Schiefer in Begleitung von Quarzschiefern, von grauem Kalkstein und von Grünsteinen bilden den größten Teil des Jeschken-Gebirges,

---

[1]) J. Gränzer. Beiträge zur Geologie der Umgebung Reichenbergs. Mitt. d. Ver. d. Naturfreunde in Reichenberg, XXXI, 1900.

[2]) J. Jokély. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. X, 1859, S. 384. Fritsch und Laube. Geolog. Karte von Böhmen. II. Archiv f. naturwiss. Landesdurchf. X, 1895, S. 1—11.

aber im Norden stellen sich graugrüne aphanitische Schiefer ein, deren Übereinstimmung mit den azoischen Schiefern des mittleren Böhmen schon öfters betont wurde. Am Kalkberge unweit der Straße von Pankratz nach Kratzau sind in großen Steinbrüchen hellgraue und dunkle Kalke von paläozoischem Habitus aufgeschlossen und am nördlichen Abfalle des Trögelberges hat Fritsch Crinoidenglieder und ein spiral gewundenes und gekammertes Fossil gefunden.[1]) Über das paläozoische Alter dieses nördlichen Teiles des Jeschkenzuges kann somit wohl kein Zweifel bestehen und man darf hoffen, daß weitere Funde darüber Aufschluß bringen werden, ob etwa nähere Beziehungen zu den silurischen Ablagerungen im Elbtalgebirge vorhanden sind.

Nur der westlich von Kratzau ausflachende Teil des Jeschken-Gebirges besteht vorwaltend aus Gneis, der jedoch wegen seiner Lagerung und wegen eingeschlossener Schollen von azoischem Schiefer von Jokély, wie von Laube für ein durch Druck verändertes granitisches Eruptivgestein gehalten und von dem Gneis von Liebwerda und von der Tafelfichte streng gesondert wird.[2])

In erster Linie verdankt das Jeschken-Gebirge seine heutige Gestalt dem Absinken des Elbtal-Gebietes an dem Elbbruche. Es ist als ein langes und schmales Bruchstück der Umrandung des Granititstockes und zugleich als ein Ausschnitt aus dem variscischen Bogen zu betrachten. So erklärt es sich, daß die Falten, sowohl der phyllitischen Schiefer als auch der paläozoischen Sedimente im Norden, die nordwestliche Kammrichtung des Jeschken-Gebirges schräge gegen Ostnordost durchschneiden. Der Jeschkengipfel selbst besteht aus steil eingefalteten Quarzitschiefern mit demselben Streichen und nur knapp am östlichen Rande des Gebirges bemerkte Jokély eine Ablenkung des Streichens gegen Nordwest, welche vermutlich durch die Nähe des Granititstockes hervorgerufen wird.

Die älteren kristallinischen Schiefergesteine des Riesengebirges.

Zwei große Massen von Gneis und Glimmerschiefer, begleitet von Hornblendegesteinen, sind — die eine im Norden, die andere im Süden — dem Granititstocke des Riesengebirges angelagert. Die südliche Masse dehnt sich im Gebiete des Oberlaufes der Elbe und der Aupa südwärts bis Schatzlar, Freiheit und Hohenelbe aus. Von den Phylliten des Eisenbroder Gebirges im Westen ist sie bis jetzt noch nicht scharf oder doch nicht in übereinstimmender Weise abgetrennt worden. Im Schmiedeberger Kamm erreicht sie den südlichsten Rand des Hirschberger Kessels, umfaßt noch einen Teil des Landeshuter Kammes und sendet gegen Norden nach Kupferberg noch einen schmäleren Ast, der den Granitstock auch gegen Osten abgrenzt. Nach Jokély legt sich auf der Strecke Spindelmühle—Schneekoppe noch ein schmälerer Streifen von kontaktmetamorphem Phyllit zwischen Gneis

[1]) A. Fritsch. Petrefakten aus dem körnigen Kalke von Pankratz bei Gabel. Archiv f. naturwiss. Landesdurchf., T. 2, Prag 1896, S. 257—59.

[2]) G. Laube. Über das Auftreten von Protogingesteinen im nördlichen Böhmen. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 343—346.

und Granitit; aber gerade hier wird durch die Kontaktveränderung des Phyllits die Trennung von Phyllit und Glimmerschiefer erschwert.

Die nördliche Gneismasse, noch ausgedehnter als die südliche, erhebt sich bei Raspenau und bei Liebwerda aus der Niederung von Friedland und aus dem Wittigtale. Ihr gehört die Tafelfichte an, ferner der Iserkamm und der westliche Rand der Senkung bei Warmbrunn. Im Norden grenzt sie an die Ebene bis Seidenberg, Marklissa und Greifenberg und wird weiter im Osten bis in die Nähe von Hirschberg von den paläozoischen Schiefern des Bober-Katzbach-Gebirges bedeckt. Im Süden und im Norden nimmt das archäische Gebirge in der Richtung gegen den Granitit an Höhe zu und die höchsten Gipfel liegen in der Nähe der Ränder.

Die Zusammengehörigkeit der beiden Gneisgebiete hat Justus Roth bereits im Jahre 1867 richtig erkannt. „Die Übereinstimmung der kristallinischen Schiefer nördlich und südlich des Granits an den Grenzen," schreibt derselbe, „gehört nicht der gleichmäßigen Umänderung durch den Granit an, sondern der ursprünglichen Gleichheit der Massen, welche durch den eruptiven Granit getrennt und so weit geschoben wurden, daß sie heute ihm zunächst bei nahe westöstlichem Streichen auf beiden Seiten von ihm abfallen, d. h. mit nördlichem Fallen an der Nordseite, mit südlichem Fallen an der Südseite des Granits, wobei es freilich an lokalen Abweichungen nicht fehlt." [1])

Bei dieser Auffassung entsteht nur die Frage, ob und bis zu welchem Grade der eindringende Granitit die ältere Gebirgsdecke zu „schieben" im stande war, oder mit anderen Worten, bis zu welchem Grade die ohne Zweifel ältere variscische Faltung durch das Eindringen des Granitits beeinflußt worden ist. Schon im Erzgebirge sind wir der Frage nach der aktiven Einwirkung der Intrusivmassen auf den Gebirgsbau begegnet und haben bemerkt, daß sie dort die allgemeinen Faltenzüge nur auf geringe Entfernung abgestaut haben. Das Riesengebirge ist jedoch zur Prüfung dieser Frage weniger geeignet, weil hier die ostwestlich gestreckte Achse des Granititstockes nahe mit dem Streichen der variscischen Falten zusammenfällt. Wenn man, einem älteren Gebrauche folgend, die Richtung der westlichen Hälfte des variscischen Bogens als die erzgebirgische und die östliche als die sudetische ins Auge fassen will, sieht man leicht, daß das Jeschken-Gebirge noch dem erzgebirgischen Teile des Bogens zuzuzählen wäre und daß diese Richtung im Norden und Süden des Granititstockes in die ostwestliche Richtung übergeht und derart den Übergang zu der sudetischen Richtung vermittelt.

Bei Raspenau, im nordwestlichen Teile des Riesengebirges, ist dem Gneis ein Zug von Glimmerschiefer mit vorherrschendem Streichen nach Stunde 5 eingeschaltet; er durchzieht in seiner Fortsetzung die ganze Gneismasse nördlich von der Tafelfichte und dem Kemnitzkamm über Hernsdorf,

[1]) J. Roth. Erläuterungen, S. 5.

Querbach, Hindorf bis Voigtsdorf am Rande des Hirschberger Kessels, sein Streichen wechselt von Stunde 6 und 7 zu 8 und bei Voigtsdorf ist es rein südöstlich gegen Stunde 9 gerichtet. Dieser Zug beschreibt daher in der Tat einen nach Nord konvexen Bogen, welcher im großen der nördlichen Umrandung des Granitits einigermaßen entspricht, wenn auch vielleicht nach den vorliegenden Beobachtungen die Mitte des Scheitels etwas nach West, d. i. gegen das Wittigtal gerückt ist. Im Osten, am Schwarzen Berge bei Schreiberhau, ist eine zweite Scholle von Glimmerschiefer zwischen Gneis und Granitit eingeschaltet; sie gehört allem Anscheine nach zu dem großen südlichen Glimmerschiefergebiete, von welchem sie durch den Granitit losgetrennt ist.

In dem südlichen Gebiete ist die Lagerung bei weitem nicht so regelmäßig. Zwischen das normale Streichen schalten sich völlig abweichende fast nordsüdliche Richtungen ein. Neben mehreren kleineren tritt besonders eine große Gneisinsel hervor, welcher der Schwarzenberg (1299 *m*) westlich von Marschendorf angehört. An der Westseite der Aupa setzt sich der Gneis gegen Norden fort und steht wahrscheinlich mit dem Gneiszuge in Verbindung, welcher den Schmiedeberger Kamm am Ostrande des Granititstockes bildet. Im Aupatale vom Schwarzen Berge aufwärts und östlich davon im Rehorngebirge herrscht ein Streichen in Stunde 10—12. Dieselbe Wendung vollzieht sich auch in der Nähe des Granitits. An der Schneekoppe wird noch Stunde 3 angegeben und östlich davon bei der Schwarzen Koppe Stunde 12—$1^1/_2$. So wendet sich ein beträchtlicher Teil des archäischen Gebirges an der Ostseite der Granititmasse gegen Nord; aber gerade hier nordwärts von Kupferberg treten Hornblendeschiefer auf, wie man sie sonst im Riesengebirge nicht sieht und von Landeshut her legt sich Culm unmittelbar auf diese Felsarten.

Im Süden dieses Gneisgebietes wird aber dieses auffallende Umschwenken gegen Norden verwischt. Bei Hohenelbe, Schwarzental und Freiheit herrscht noch nahezu ostwestliches Streichen; aber weiter im Osten bei Trautenbach südlich von Schatzlar, d. i. in der südöstlichsten Ecke dieses kristallinischen Gebietes, wird Stunde 2 angegeben. Hier entspricht das Streichen dem äußeren Rande des Rehorngebirges und hier beginnt zugleich der große Bruch von Hronow (S. 258). Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß dieses Gebirgsstück unterirdisch zusammenhängt mit den kristallinischen Vorlagen des Adlergebirges und daß das Verbindungsstück an der Dislokation von Hronow abgesunken und unter dem Rotliegenden von Trautenau und unter der Kreide von Josefstadt verborgen ist. Es taucht auch in der Tat an mehreren Punkten unter dem Rotliegenden hervor. Eine der bedeutendsten Inseln ist der bereits erwähnte, von Brüchen begrenzte Zwiczinberg (671 *m*) nordwestlich von Königinhof. Er überragt um etwa 300 *m* den größten Teil der Umgebung und besteht nach Krejči aus einem gneisartigen Gestein, welches in Phyllit eingelagert ist; die höchsten Gipfel bilden quarzitische Gesteine mit nordwestlichem Streichen.

Die östlichen Sudeten, paläozoische Außenzone.

Wir wollen vorläufig nicht dem Streichen folgen, das bei Schatzlar in südöstlicher Richtung von den westlichen zu den mittleren Sudeten hinüberführt. Der sudetische Hauptbruch, der Bruch von Hronow und die inneren Brüche haben hier das innere sudetische Bogenstück in lange streifenförmige Trümmer, zerlegt und um den etwas verwickelten Gebirgsbau zu deuten, müssen wir weiter im Osten beginnen, wo der äußere Bogen sich auf eine zusammenhängende größere Strecke überblicken läßt.

Eine Linie, welche von Zuckmantel gegen Süd etwas westlich von Würbental und Römerstadt vorbei über Eulenburg und Müglitz quer über das Nordende der Olmützer Bucht gezogen wird, teilt die östlichen Sudeten in zwei beinahe gleich große Stücke. Sie entspricht zugleich dem vorherrschenden Streichen der Gesteine. Der östliche Teil, durch die Bucht von Olmütz unterbrochen, bildet die paläozoische Außenzone. An der Zusammensetzung des westlichen Teiles nehmen kristallinische Schiefer und Granit den hauptsächlichsten Anteil; die letzteren sowie die Horste der mittleren Sudeten sollen später betrachtet werden.

Die Mannigfaltigkeit des östlichen Teiles ist viel geringer als die des westlichen. Die zahlreichen älteren Veröffentlichungen über denselben sind zum großen Teile überholt durch das Erscheinen mehrerer Blätter der Spezialkarte der k. k. geologischen Reichsanstalt.[1]) Das ganze Gebiet wird fast ausschließlich von Devon und Culm eingenommen. Das Devon besteht aus dem wenig mächtigen unterdevonischen Quarzconglomerat, Quarzsandstein und Schiefer, aus dem mitteldevonischen Kalkstein und einem nur wenig ausgeprägten, wahrscheinlich stellenweise durch sogenannten Kramenzelstein vertretenen Oberdevon. Durch Tietze wurde gezeigt, daß sehr ausgedehnte Gebiete von Sandsteinen, Schiefern und Grauwacken, welche früher dem Devon zugezählt wurden, dem Culm angehören und daß dieser dem Devon diskordant auflagert.

Das Devon bildet in der Tat nur an der Ostseite der unten besprochenen großen Brünner Eruptivmasse eine größere zusammenhängende Zone von etwa 18 *km* Länge und etwa $3^1/_2$ *km* Breite. Sonst ragt es nur in langen, schmalen und unterbrochenen Zügen aus der allgemeinen Decke von Culm hervor, in welchen daneben auch Phyllite und noch ältere Felsarten sichtbar werden. Tietze hat diese Verhältnisse in der Umgebung von Olmütz beschrieben. Hier werden drei gegen Nordnordost streichende Züge von Devon im Culm sichtbar. Der erste zieht schräge über den nordwestlichen Teil der Bucht und ist von Phyllit begleitet, ebenso wie der zweite, welcher, von Südwesten kommend, die March westlich von Littau erreicht. Der dritte Zug, nur in vereinzelten Kuppen aus dem tertiären Lande der Bucht von

[1]) E. Tietze. Blatt Z. 6, Col. XVII, Freudenthal u Z. 5, Col. XVI, Olmütz. L. v. Tausch. Z. 18, Col. XVI, Proßnitz und Wischau u. Z. 8, Col. XV, Boskowitz und Blansko. Herausg. v. d. geolog. Reichsanstalt 1898.

Olmütz aufragend, begleitet den äußeren Rand der Bucht und es treten hier neben Devon und Phyllit auch kleine Kuppen von Granit und Gneis zu Tage. In der Stadt Olmütz selbst wurde Granit erbohrt. Diese Züge sind daher ohne Zweifel als tektonische Linien, vielleicht als Antiklinalen aufzufassen, auf welchen die Unterlage des Culm sichtbar wird.[1])

Ergüsse von Diabas und dann sogenannte Schalsteine, nämlich die tuffartigen Produkte submariner Eruptionen, zumeist vermengt mit kalkigem und tonigem Sediment, sind bezeichnend für das Devon der Sudeten und auf manchen Strecken ermöglichen nur diese Einlagerungen die Unterscheidung vom Culm.[2]) Schon F. Römer hat ihr Auftreten in Verbindung mit dem Devon bei Bennisch und die langen Züge von Culmschiefer beschrieben, auf welchen die Dachschieferindustrie Mährens betrieben wird. Diese erstrecken sich bis an den Rand des Gebirges bei Troppau, Jägerndorf und Hotzenplotz und enthalten eine prachtvolle Landflora in Begleitung von litoralen Seetieren.[3])

Nahe südlich von der Landecke bei Hultschin treffen die Culmschiefer mit den tiefsten flötzführenden Carbonschichten von Ostrau zusammen. Über ihr gegenseitiges Lagerungsverhältnis sind die Meinungen noch geteilt. Nach Camerlander und Tietze ist der östliche Teil des Culm hier gegen West geneigt und die flötzführenden Schichten sind mit östlicher Neigung diskordant angelagert, während sich Jičinsky nach den Erfahrungen im Bergbau für eine konkordante Auflagerung ausspricht.[4])

Der paläozoische Bogen der Sudeten wird in seiner ganzen Breite quer durchschnitten von der Olmützer Ebene. Kein Bruch bezeichnet die Ränder dieser Niederung, welche von der March durchströmt wird und es hat den Anschein, als ob die Bucht allein durch Erosion erzeugt wäre. Ihre Ausfüllung besteht vornehmlich aus marinen Tonen und Sanden mit miocänen Fossilien.[5])

---

[1]) Tietze. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLIII, 1893, S. 399—566. Die Fortsetzung der äußeren Zone gegen Südwest wurde von Tausch auf dem Blatte Proßnitz nachgewiesen.

[2]) A. Pelikan. Über die mähr.-schles. Schalsteinformation; Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, CVII, 1898, S. 547—608.

[3]) F. Römer. Geologie von Oberschlesien, S. 47; Ettingshausen. Fossile Flora des mähr.-schles. Dachschiefers; Denkschr. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien XXV, 1865 u. D. Stur. Die Culmflora des mähr.-schles. Dachschiefers. Abh. d. geolog. Reichsanstalt Bd. VIII. 1875—77. — Eine Exkursion in die Dachschieferbrüche Mährens und Schlesiens und in die Schalsteinhügel zwischen Bennisch und Bärn. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1866, S. 430.

[4]) C. Freiherr v. Camerlander. Die südöstlichen Ausläufer der mähr.-schles. Sudeten; Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XL, 1890, S. 103—316. Tietze. Zur Geologie der Gegend Ostrau ebda. XLIII, 1892, S. 29—80. W. Jičinsky. Ist die Kohlenformation von Ostrau bis Weißkirchen vom Rande der Culmschichte gegen Südost noch vorhanden oder nicht? Vortrag im Ostrauer berg- und hüttenmännischen Verein am 7. April 1894. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1894, Bd. XLI.

[5]) F. Toula. Zur Geologie der Bucht von Olmütz. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1893, Bd. I, S. 105—110 u. Tietze. Gegend von Olmütz, S. 558 ff.

Die Einförmigkeit der Culmlandschaft wird überdies unterbrochen durch die einzeln verstreuten Basaltkuppen, von denen die bedeutendste der Raudenberg, halbwegs zwischen Bautsch und Freudental, nach TIETZE aus zwei selbständigen Ausbruchstellen, dem großen (780 *m*) und dem kleinen Raudenberge (775 *m*) bestehend, namentlich gegen Osten weithin das Land überragt.[1])

Das vorpaläozoische Gebiet der östlichen Sudeten. Querprofil durch die südöstlichen Sudeten.

Die eben besprochene paläozoische Außenzone wird häufig als das „Niedere Gesenke" bezeichnet. Das westlich anschließende „Hohe Gesenke" ist im geologischen Sinne untrennbar von dem noch viel weiter nach West gelegenen Berglande bis an die Neiße-Senke und auch von den zu beiden Seiten dieser Senke aufragenden Horsten. Das zusammenhängende Gebiet kristallinischen Schiefergesteins erstreckt sich so im Westen bis Lewin am Ende des Adlergebirges und im Norden sind die Gneise des Eulengebirges nur durch eine auflagernde Scholle alter Sedimente von der Hauptmasse der altkristallinischen Felsarten abgetrennt. Jenseits der scharfen topographischen Grenze durch den sudetischen Randbruch fügen die aufragenden Kuppen des versenkten Gebirges bis Breslau und bis über den Zobten hinaus, wenn auch in unvollständiger Weise sichtbar, noch ein breites Stück diesem Gebirge hinzu, das zur richtigen Beurteilung des Gesamtbaues nicht außer Betracht bleiben darf.

Den südöstlichen Teil der breiten Gebirgsmasse durchfurchen einige Längstäler. Das erste ist das Teßtal, welches unterhalb Schönberg die March erreicht und seine nordöstliche Fortsetzung im Tale des Roten Bergwassers findet. Das zweite ist das Tal des Mittelbordwassers; diese Linie setzt sich nach Südsüdwest im Marchtale bis Olleschau und nach Nordnordost über den Ramsau-Sattel nach Lindewiese fort. Dann folgen noch mit etwas mehr nördlicher Richtung die Linien des Graupa-Tales und jene der obersten March. Indem diese Talfurchen im großen dem Gebirgsbaue entsprechen, verraten sie, daß derselbe der Faltungsrichtung des Devon- und Culmgebietes entspricht und daß im Westen ein mehr gegen Nord gerichtetes Streichen vorwiegt. An den Innenrand des Devongebietes schließt sich das Altvater-Gebirge (Altvater 1490 *m*), jenseits der Teßlinie folgt das Kepernik oder Hochschaar-Gebirge (1424 *m*) und das jenseits des Bordwassers liegende Bergland umfaßt die Gruppe des Spieglitzer Schneeberges (1422 *m*); an dem südlichen Abhange dieses Berges befinden sich die Quellen der March. Im Norden vereinigt sich diese Gebirgsgruppe mit dem Bielen- und Reichensteiner-Gebirge. Das letztere erreicht bei Jauernig den sudetischen Randbruch und bei Reichenstein die Scholle alter Sedi-

[1]) TIETZE. Erläuterungen zum Blatt Freudental, S. 73 ff. auch MAKOWSKY. Die erloschenen Vulkane Mährens und Österr.-Schlesiens. Verh. d. naturf. Ver. Brünn, Bd. XXI, 1883.

mente von Wartha, jenseits welcher im Nordwesten das Eulengebirge hervortaucht.

Westlich von der Neiße-Senke erhebt sich der gleichfalls gegen Nordwest gerichtete Böhmische Kamm, der an seinem Ende durch die in einen Graben abgesunkene Kreide in das Adlergebirge (Deschnaj-Koppe 1094 *m*) und das Habelschwerdter Gebirge gespalten ist. Im Norden bei Reinerz und im Osten bei Habelschwerdt ragen noch einzelne Stücke alter Felsarten aus der Kreide hervor.

Steigt man von Freudenthal oder Römerstadt in nordwestlicher Richtung zum höheren Gebirge auf, so trifft man zunächst Devon und Culm in nordöstlich streichenden Falten; aber zwischen Böhm.-Liebau und Brandseifen taucht aus dem Unterdevon ein etwa 13 *km* langer Streifen von chloritischem Gneis mit gleichem Streichen hervor. Das Unterdevon hält noch weiterhin an und bildet sogar noch die ersten Gipfel des Gebirgsrückens, von der Hohen Haide bis zum Backofen und noch weiter gegen Südwest über den Haidstein und bis zum Bradl-Wald, der zur March bei Müglitz abdacht.[1])

Becke beschreibt das Unterdevon der Hohen Haide, als bestehend aus Quarzit, lichtem Quarz-Chloritschiefer und dunklem, kohligem, feingefaltetem Phyllit. Die eingelagerten Grünen Schiefer sind Umwandlungsprodukte von Uralit-Diabas und Uralit-Porphyrit, entsprechend den sonst für das Devon bezeichnenden Diabas- und Schalsteinlagern. In dieser Form liegt das Unterdevon bald auf feinkörnigem schiefrigem Gneis, wie gegen den Altvater hin, bald auf Hornblendegesteinen, wie gegen Zöptau. Die Hauptmasse des Altvatergebirges aber kann als ein breites Gewölbe von Chloritgneis bezeichnet werden. Jenseits desselben absteigend gelangt man aus dem Gneis in eine lange Zone von Phyllit mit Quarzit und Amphibolit, welche von den Quellen der Biela schräge herabstreicht in das obere Teßtal. Hierauf folgt ein schmaler Zug von Chloritgneis und dann ein zweiter Zug von Phyllit und Quarzit. Becke hält es nicht für unmöglich, daß diese Streifen eine eingeklemmte und veränderte Zone des Unterdevon darstellen. Sie sind gegen Nordwest geneigt und scheinen von Nordwesten her überschoben zu sein.

In dem Gebiete zwischen dem Roten Berg-Paß und dem Marchtale unterscheidet Becke eine Gneismasse (Kepernik-Gneis) und eine veränderte Schieferhülle. Der Gneis ist grobflaseriger, feldspatreicher Augengneis; die Hülle greift zuweilen in den Gneis und wird von Glimmerschiefer gebildet mit Biotit, Granat, Staurolith und Andalusit. Durch diese Hüllschiefer absteigend gelangt man zum Mittelbordwasser und in die Gegend von Goldenstein, deren geologische Verhältnisse durch Kretschmer bekannt geworden

[1]) F. Becke. Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinischen Schiefergesteine des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. CI, 1892, S. 286–300. — G. v. Bukowski. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 132 u. 1900, S. 192.

sind.[1]) Das allgemeine Streichen ist auch hier gegen Nordost bis Nordnordost mit fast ausnahmslosem Nordwestfallen.

Dem Hüllschiefer ist zunächst eine lange Zone von Phyllit und Quarzit mit Zügen von Kalkstein aufgelagert; auch sie wurden für einen eingeklemmten Streifen von Devon angesehen. Sie bilden die Tiefenlinie, welcher die Eisenbahn nach Friedberg folgt, und werden durch eine im gleichen Streichen liegende Überschiebungslinie abgeschnitten, welche die wahre Westgrenze des Kepernik-Gebirges bildet. Die von Nordwest her überschobene Gesteinsmasse zeigt zuerst eine hier etwa 5 *km* breite, sehr mannigfaltige Zone, vorwiegend bestehend aus Amphibolit, Hornblendegneis und Muskowitgneis übergehend in Glimmerschiefer, mit Einlagerungen von weißem Quarz, Kalkstein und Graphitflötzen. Der Bergbau auf Graphit lehrt, daß zwei solche Flötze vorhanden sind; das erste Flötz streicht halbmondförmig und bildet eine Mulde, deren äußerer Teil der Überschiebungsfläche genähert ist. Das zweite Flötz liegt innerhalb dieses Halbmondes und tritt in Form einer 5 *km* langen Ellipse zu Tage, als die Umrandung einer kleineren gegen Nordost gestreckten Aufwölbung von Amphibolit und Muskowitgneis. Die bauwürdige Mächtigkeit an reinem Graphit beträgt in dem unteren Flötze durchschnittlich 1—1·5 *m* und in dem oberen 1—2·5 *m*, wobei jedoch örtliche Anschwellungen von reinem Graphit bis zu 6 *m* Mächtigkeit bekannt sind.

Westlich von einer äußeren Zone von Glimmerschiefer und schiefrigem Muskowitgneis, welche die ganze Lagerstätte des Graphits umgibt, gelangt man in Altstadt in eine etwa 2 *km* breite Zone von Amphibolit und dunklem Hornblendegneis. Sie begleitet das Tal der Graupa und setzt sich, wie sich später zeigen wird, sehr weit nach Norden fort.

Jenseits dieser Zone erhebt sich ein breites Gebiet von Biotitgneis, nicht sehr glimmerreich, stellenweise wohl auch in Zweiglimmergneis übergehend, ziemlich grobschuppig, und in seiner ganzen Ausbildungsweise wohl recht analog dem oberen oder dem roten Gneise des Erzgebirges oder den Schiefergneisen, welche in der Gegend von Swratka gegen das Eisengebirge streichen; freilich bei weitem ärmer an Einlagerungen und weit weniger mannigfaltig als die eigentliche Zone der Schiefergneise und im Gegensatze zu dieser wohl vorwiegend aus Orthogneisen bestehend. Die Analogie bezieht sich hauptsächlich auf den äußeren Habitus der Gesteine und auf die Ausbildung der Glimmer; Roths Karte gab ein Bild von dieser Masse, welches auch heute in allen Hauptzügen zutrifft. Die Hauptrichtung des Streichens ist nordnordöstlich oder fast nördlich. Nach Camerlander ist das südwestliche oder westliche Einfallen, welches bisher bis hieher eine breite Strecke des Gebirges beherrschte, auch noch in der östlichen Hälfte dieser Gneismasse vorherrschend, aber nicht mehr im Westen. An der Eisenbahn zwischen Mohrau und Rotfloß, nordöstlich von Grulich, richtet

[1]) F. Kretschmer. Die Graphitablagerung bei Mähr.-Altstadt—Goldenstein. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLIII, 1897, S. 21—36.

sich der nordwestfallende Gneis immer steiler auf und geht aus der senkrechten Stellung allmählich in die entgegengesetzte östliche Neigung über. Die gesamte Gneismasse hätte demnach fächerförmigen Bau.[1]) Abgesehen von kleineren Einlagerungen von Glimmerschiefer erscheint ein sehr langer Zug dieser Felsart, streckenweise von Kalk begleitet, nördlich von Grulich am rechten Ufer der obersten March. Er streicht durch dieses Tal nordwärts fort, kreuzt westlich vom Hauptgipfel den Spieglitzer Schneeberg und ist gegen Osten unter die Axe des Gneisfächers geneigt. Westlich davon liegt noch eine große gegen Nord gestreckte und ostfallende Gneismasse, welcher der Glatzer Schneeberg (1323 *m*) angehört und welche vom östlichen Randbruche der Neiße-Senke geradlinig durchschnitten wird.

Bevor wir den Anschluß dieses Profils gegen Norden weiter verfolgen, muß auf die große Analogie zwischen den Lagerungsverhältnissen der Gesteinszüge am Westrande des Hohen Gesenkes und denen am Rande der moravischen Zone im Süden hingewiesen werden.[2]) Der Kepernik-Gneis ist dem Bittescher Gneis ungemein ähnlich. Wenn auch im Süden die Form der Metamorphose in höherem Grade katogen, also der sericitische Typus mehr verbreitet ist, so sind doch beide Gesteine leicht als dynamo-metamorphe Granitporphyre und die Feldspataugen als zerdrückte porphyrische Orthoklase zu erkennen. Manche Handstücke aus den nördlichen Teilen des moravischen Gebietes können mit solchen vom Hochschar und vom Kepernik verwechselt werden. Die Schieferhülle mit Andalusit und Staurolith scheint im Süden zu fehlen; dagegen ist die Ähnlichkeit der wechselreichen Gesteinsserie, welche die Graphitlager von Goldenstein begleitet, mit den Gesteinen der Phyllitgruppe, welcher die Graphitvorkommnisse von Öls und Swojanow angehören, sehr in die Augen fallend; beide Zonen sind überdies durch reichliche Kalksteinlagerungen ausgezeichnet. Trotz der örtlichen Aufwölbungen im Glimmerschiefer, welche Kretschmer beschrieben hat, fällt auch bei Goldenstein ebenso wie an der moravischen Grenze im ganzen der Phyllit unter den Glimmerschiefer ein und darüber folgen wie dort zweiglimmerige und Biotitgneise. Unter den Phylliten liegen in einem Falle der Kepernik-Gneis, im anderen der Bittescher Gneis. In den Sudeten folgt demnach, ebenso wie am Ostrande des südlichen Urgebirges, eine höhere, d. i. anogen-metamorphe, den tieferen Erdschichten entsprechende Serie über einer weniger, d. i. katogen-metamorphen Serie von kristallinischen Schiefergesteinen. Dagegen ist in den Sudeten ein östlicher Gegenflügel von Glimmerschiefer und Biotitgneis nicht vorhanden. Der Zug von Phyllit und Kalk bei Mährisch-Altstadt und der von Swojanow gehören höchstwahrscheinlich demselben stratigraphischen Horizonte an; doch sind beide Züge, abgesehen von der späteren Trennung durch die Rotliegend-Furche, schon durch ältere Störungen aus dem Zusammenhang gerissen.

[1]) C. v. Camerlander. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 229 u. 1891, S. 168. A. Rosiwal. ebda. 1902, S. 12.

[2]) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 531.

Die Zone der Glimmerschiefer und der Phyllitgruppe streicht von Swojanow nicht gegen Nordwesten fort, sondern biegt, wie oben beschrieben wurde (Seite 70), an der Ostseite des Bittescher Gneisgewölbes nach Süden zurück. Die Phyllit- und Glimmerschiefer-Zone mit den Kalken und Graphiten von Mährisch-Altstadt erreicht nicht einmal die Kreide oder die Rotliegend-Furche, sondern wird schon früher durch eine wichtige Störung abgeschnitten, welche durch das Tälchen von Buschin zum Marchtale bei Hohenstadt streicht.

Anschluß des Querprofils gegen Norden.

Die im Innern der Sudeten herrschende Streichungsrichtung gegen Nordost und gegen Nord ist eigentümlicherweise am nördlichen Randbruche, westlich vom Innenrande des Devon und bis in die Nähe der Neiße, fast gar nicht mehr zu beobachten. Durch zwei große Eruptivmassen, den Granit von Friedeberg im Osten und den Syenit von Reichenstein im Westen, wird hier eine weitgehende Ablenkung des Schichtstreichens hervorgerufen.

Die nordnordöstliche Richtung kommt im Innern des Gebirges besonders deutlich durch einen langen Zug von Hornblendegesteinen zum Ausdrucke. Er wurde von Camerlander bereits weit im Süden in den bewaldeten Höhen oberhalb Schildberg erkannt; er kreuzt die March in der Nähe der Graupamündung und kreuzt das besprochene Querprofil bei Altstadt. Von hier setzt er seine Richtung gegen Nordnordost noch weiter fort, zieht eine kurze Strecke weit gegen Nordost und gelangt dann in das Gebiet der Ablenkungen des Streichens, welche hier, wie gesagt, den Nordrand der Sudeten bezeichnen.[1]) Aus den sehr genauen Angaben Gucklers[2]) ergibt sich, daß die nordnordöstliche Richtung auch das ganze Hohe Bielengebirge beherrscht, daß also die Gesteine quer auf die Kammrichtung dieses Gebirges streichen und daß sich ein nordnordoststreichender Zug von diesem Gebirge ununterbrochen bis an den Nordrand der Sudeten bei Sörgsdorf südöstlich von Jauernig verfolgen läßt. Aber auch hier liegt schon ein Stück des Friedeberger Granits vor dem Rande. Nur in dieser Gegend ist auf der ganzen bezeichneten Strecke in der Nähe des Gebirgsrandes die nordnordöstliche Streichrichtung bekannt.

Die Zone von Phyllit, Quarzit und Kalkstein, welche mit der Phyllitgruppe bei Swojanow und in Mähren verglichen wurde, folgt dem Bordtale über Goldenstein bis zum Ramsau-Passe; ein großer Kalkzug tritt immer ansehnlicher hervor. Jenseits Lindewiese durchquert derselbe gegen Nordost den Langen Berg und endet dann ganz plötzlich an der Straße von Lindewiese nach Friedberg im Angesichte des Granitstockes. Bei Gräfenberg, bei Freiwaldau und weiter gegen Nordost bilden kleinere Granitvorkommnisse gleichsam einen äußeren Kranz um den Hauptstock. Die Hauptmasse

[1]) Camerlander. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 196. Roth. Erläut. z. geogn. Karte, S. 314.

[2]) J. Guckler. Das Reichensteiner- und Bielengebirge. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLVII, 1897, S. 157—198.

tritt im Bornstein (981 *m*) mächtig hervor. Im Norden taucht sie mit unregelmäßigen Umrissen unter die Ebene, wird aber noch da und dort in vereinzelten Kuppen sichtbar und mag sich nordwärts noch ziemlich weit über Ottmachau fortsetzen.

Der von Lindewiese aus Südwest heranstreichende Kalkzug hat sich in zwei Züge zerschlagen. Der eine begleitet mit nordnordwestlicher Richtung den westlichen Rand des Granitstockes über Setzdorf, Sorge und bis gegen Wildschütz. Der zweite erscheint zwischen dem Ostrande der Hauptmasse und dem äußeren Kranze granitischer Vorkommnisse bei Freiwaldau und folgt dem Ostrande über Saubsdorf bis zu den bekannten Marmorbrüchen bei Kunzendorf. Die Kalke umschließen jedoch den Granit nicht nur äußerlich, sondern sind demselben auch in großen Schollen eingebettet; zu diesen Schollen gehören die seit lange bekannten Fundstätten von Granat, Vesuvian, Wollastonit und anderen Kontaktmineralien am Gotthausberge bei Friedeberg.

Verwickelter gestalten sich die Verhältnisse in der Nähe der westlichen Eruptivmasse. Der oben erwähnte Zug von Glimmerschiefer, der, von Kalkbänken begleitet, knapp westlich vom Gipfel des Spieglitzer Schneeberges nach Norden streicht, scheint sich nördlich von Wilhelmstal in einem weiten Bogen zu öffnen, welcher quer über das Gebirge und, hauptsächlich durch die langen Bänder von Kalkstein angezeigt, von Jauernig über Landeck und weiter gegen Westnordwest zwischen dem Rande der Neiße-Senke und dem Bieletale bis zur Mündung der Biele bei Eisersdorf sich erstreckt. Dieser Bogen würde nach der Karte von Roth im Osten den größten Teil des gegen Nordost streichenden Reichensteiner Gebirges und im Westen die Kühberge umfassen, welche sich gegen Westnordwest zur Bielemündung vorschieben. Doch die genaueren Angaben Lepplas führen zu dem Schlusse, daß dieser Bogen kein einheitliches Gebilde, sondern daß vielmehr das gegen Westnordwest streichende Stück — die Kühberge — an der Biele durch Brüche abgetrennt ist.

In das nordöstliche Bogenstück fügt sich zunächst eine dicht gefaltete Masse von Gneis, Glimmerschiefer und Amphibolit. Nach Guckler besteht der nördliche Abhang des Heidelberges allein aus sieben gegen Südost überschobenen und zum Teil in Schuppen geteilten Gewölben. Ähnlich ist auch der Bau des Hohen Hauses und der anderen bedeutenderen Höhen des Reichensteiner Gebirges. Intrusivmassen sind da und dort zwischen die kristallinischen Schiefer eingefügt. Schon südlich von Reichenstein trifft man auf größere Massen von Hornblendegranit, endlich auf eine lange Reihe von Felsarten, welche im Westen bis an die Kühberge und südlich von Glatz auch bis über die Neiße reichen. Sie wurden oft als Hornblendeschiefer bezeichnet, aber nach Traubes Untersuchungen gehören sie bereits zur Syenitmasse von Reichenstein.[1]) Diese liegt innerhalb all der an-

[1]) H. Traube. Untersuchungen an den Syeniten und Hornblendeschiefern zwischen Glatz und Reichenstein. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1890,I, S. 195—233.

geführten Bogenstücke und reicht vom Gebirgsrande nördlich von Reichenstein bis in das Tal der Neiße nördlich von Glatz; sie umschließt in ihrem Innern große Schollen von Gneis. Das Reichensteiner Gebirge scheint ihr gegenüber eine ähnliche Stellung einzunehmen, wie die Schieferhülle des Riesengebirges gegenüber dem dortigen Granitstocke. Im Westen schließt sie an das paläozoische Gebiet von Wartha und hat den mutmaßlich silurischen Kalkstein bei Neudeck im Kontakt verändert. BEYRICH hat schon vor langer Zeit die Meinung ausgesprochen, daß die Granite des böhmisch-glatzischen Gebirgssystems und die Syenite von Reichenstein, gleichwie die Granite des Harzes und von Devonshire, der Zeit nach dem Devon oder dem Unter-Carbon angehören.[1])

Die wechselvollen Streichungsrichtungen an dem Nordrande dieses Stückes der Sudeten erklären sich nach dem Gesagten folgendermaßen: Im Westen, im Reichensteiner Gebirge und bis Jauernig sieht man die gegen Nordost streichenden mutmaßlichen Umwallungen der Syenitmasse von Reichenstein; von Osten her reichen fast bis Jauernig die Einflüsse des Granits von Friedeberg; im Süden von Jauernig dagegen behauptet sich auf einem ziemlich engen Raume die sonst so weit verbreitete Nordnordost-Richtung.

Das Eulengebirge und die Kuppen der Ebene.

Zwischen dem Culm bei Silberberg und dem Devon bei Salzbrunn erhebt sich einerseits über die Ebene im Nordosten und anderseits über das tiefliegende Carbon von Braunau im Südwesten der Gneisrücken des Eulengebirges (Hohe Eule 1014 *m*). Hier trifft man wieder dieselben Felsarten, die den Süden der Masse zum größten Teile zusammensetzen. Im Gegensatz zu den Gneisen der moravischen Region und des Hohen Gesenkes sind diese Gneise wieder ausgezeichnet durch das häufige Auftreten von Fibrolith und Granat, gelegentlich auch von Cordierit, ähnlich den Gneisen des niederösterreichischen Waldviertels. Es werden zwei Gneisstufen unterschieden; die eine besteht aus Biotitgneis, die zweite aus Zweiglimmergneis, letztere wird als die höhere angesehen und ist begleitet von kleineren Vorkommnissen von granulitartigen Gesteinen, Amphibolit, Serpentin und Graphit. Bezüglich der Lagerung ist hervorzuheben, daß hier im Gegensatze zu den östlichen Teilen der Sudeten, zum ersten Male die Nordwestrichtung herrschend wird, welche sich an den großen Bogen der westlichen Sudeten anschließt.[2])

Freilich fehlt es nicht an Abweichungen von dieser Richtung innerhalb des Gebirges und bezüglich der Art und Weise, in welcher sich diese Nordwestrichtung schließlich Geltung verschafft, werden manche Einzelheiten

[1]) ROTH. Erläuterungen, S. 390.

[2]) E. KALKOWSKY. Die Gneisformation des Eulengebirges. Habilitationsschrift. Leipzig 1878. — F. M. STAPFF. Aus dem Gneisgebiet des Eulengebirges Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanstalt 1883, S. 529 u. E. DATHE. Über die Gneisformation am Ostabfalle des Eulengebirges, ebdas. 1886, S. 188.

trotz aller bisherigen Bemühungen noch genauer zu ermitteln sein. Wie in anderen Gneisgebieten ist es oft kaum zu entscheiden, ob scharfe Umbiegung oder wirklicher Bruch den plötzlichen Richtungswechsel veranlassen. Der südlichste Teil in der Nähe von Silberberg ist, jedoch nur in der Ausdehnung von wenigen Kilometern, durch eine ostweststreichende Verwerfung von dem übrigen Gebirge abgetrennt. „Diese abgerissene Scholle," sagt Dathe, ... „sank zur Tiefe und erfuhr dabei eine solch starke Drehung, daß sie... nahezu rechtwinkelig zu den stehen gebliebenen Gneisschichten erscheint." Die Zertrümmerung geht hier so weit, daß sich stellenweise eine großstückige Gneisbreccie einstellt.[1]) Jenseits dieser großen Dislokation erscheint das regelmäßige Streichen gegen Nordwest. Erst etwas südlich von Charlottenbrunn zeigt sich eine Änderung. Noch einmal stellt sich Nordstreichen ein und schwenkt dann allmählich im nördlichen Teile des Gneisgebirges gegen Nordost und Ostnordost. Das äußerste nördliche Ende des Eulengebirges bis Salzbrunn besteht unerwarteterweise, an Stelle des auf eine weite Strecke herrschenden Biotitgneises, aus einer nur 2 *km* breiten Scholle von ostweststreichendem Zweiglimmergneis. Die großen Längsbrüche, welche das Gebirge abgrenzen, folgen beiläufig der nordwestlichen Hauptrichtung. Kleinere Schollen von Culm liegen auf der Höhe des Gebirges zerstreut auf dem Gneis.

Der Bau dieses Nordrandes der Sudeten scheint sich, so weit man nach den aufragenden Kuppen urteilen kann, noch jenseits des Hauptbruches unter dem jüngeren Schwemmlande in den Hauptzügen fortzusetzen. Hier sind zunächst einige größere Intrusivmassen zu unterscheiden. Die Spuren der Granitmasse von Friedeberg lassen sich, wie erwähnt, über Ottmachau hinaus, ja selbst bis Münsterberg verfolgen. In der gleichen Richtung erhebt sich die aus Gneis bestehende Berggruppe von Strehlen, welche ebenfalls an zahlreichen Stellen von Granit durchbrochen wird. Nördlich von Wartha, nahe außerhalb des Randes liegen die Grochauer Berge, bestehend aus Gabbro und Serpentin und von Frankenstein nordwärts zieht zwischen den Gneiskuppen hindurch ein langer Zug von Syenit, östlich begleitet von Serpentin- und Diallaggesteinen. Weit vorgeschoben in der Richtung gegen Breslau liegt die auffallende Kuppe des Zobten; im Nordwesten besteht sie aus Granit, der Hauptgipfel (718 *m*) sowie die östlichen und südlichen Kuppen bestehen aus Gabbro und Serpentin. Viele vereinzelte Granitvorkommnisse führen vom Zobten westwärts durch die Ebene zu der bedeutenden Granitmasse von Striegau nordwestlich von Schweidnitz.

Zwischen diesen Intrusivmassen und namentlich zwischen dem Zobten und dem sudetischen Rande befinden sich viele, unregelmäßig umgrenzte Rücken und Inseln von Gneis, wohl auch von Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer. Die zahlreichen von Roth und Schuhmacher veröffentlichten Angaben haben über den Bau dieses begrabenen Teiles der Sudeten Be-

[1]) Dathe. Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanstalt 1886, S. 196 u. 1887, S. LXXIII.

lehrung gebracht.[1]) Das nordwestliche Streichen des Eulengebirges wiederholt sich in den flachen Rücken, welche nördlich von Silberberg und Frankenstein hervortauchen und scheint gegen Ost den Meridian von Frankenstein nicht ganz zu erreichen. Hier scheint ein allgemeines Umschwenken gegen Nord und Nordost einzutreten und östlich von dem nordsüdziehenden Syenitzuge streicht auch der Gneis gegen Nord. In den langgestreckten Höhen von Nimptsch ist das Streichen nördlich und nordöstlich und auch in den Bergen von Strehlen ist, abgesehen von einer ostwestlichen Abweichung in der Mitte, das vorherrschende Streichen gegen Nordost gerichtet und scheint sogar gegen Nordost fächerförmig auseinander zu weichen.

Im ganzen kann kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß aus der Ebene östlich von Frankenstein und Nimptsch die moravische Richtung des Streichens wieder hervortritt, welche wir im Tale der oberen March und den Seitentälern kennen gelernt haben, welche jedoch am Rande der Sudeten zwischen den Eruptivmassen von Friedeberg und von Reichenstein nicht zur Geltung kommen konnte. Dieser Umstand ist darum besonders bemerkenswert, weil das Streichen der kristallinischen Gesteine im Altvater noch dem der devonischen Außenzone entspricht, im Norden jedoch nicht den zu erwartenden Bogen vollzieht, sondern die nordnordöstliche Richtung beibehält. Ganz plötzlich setzt dann westlich von Frankenstein die dem variscischen Bogen mehr entsprechende Nordwestrichtung ein. Von dem gefalteten Außenrande sieht man hier fast nichts. Ob einige Spuren von mutmaßlich silurischen Tonschiefern im Norden des Zobten und eine größere Scholle im Norden des Granits von Striegau derselben zufallen, läßt sich nicht sicher entscheiden.

Der Böhmische Kamm, das Habelschwerdter- und das Adlergebirge.

Die äußere Gestalt dieser Gebirgszüge ist durch die Brüche bedingt, welche hier vermittelnd zwischen der Nordsüdrichtung der Neiße-Senke und der Nordwestrichtung des Bruches von Hronow und der Heuscheuer auftreten. Am Nordrande der Neiße-Senke zieht ein langer, geradliniger Bruch gegen Westnordwest in der Richtung auf Reinerz durch den Graben. Westlich von Habelschwerdt liegt erst der wahre westliche Rand des Grabens, ein gegen Nordnordwest streichender Abfall von Gneis der gegen Ost blickt; es ist der östliche Rand des Nesselgrundes. Gegen Westen dacht der Gneis allmählich ab und es legt sich die Kreide darauf. Dann schneidet ein zweiter paralleler Bruch die Kreide ab und ein zweiter Abfall von Gneis tritt hervor; er bildet den Ostrand des Habelschwerdter Gebirges. Abermals verflacht das Gneisgehänge gegen West und die Kreidedecke stellt sich ein, bis ein dritter Bruch sie abscheidet; es ist der Ostabfall des Adler-

[1]) E. Schuhmacher. Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1878, S. 427—520. Roth. Erläuterungen, S. 112 ff. — Dathe. Das schlesisch-sudetische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Abh. d. k. preuß. geolog. Landesanstalt. Neue Folge, Heft 22, 1897, S. 229. Ders. Jahrb. der k. preuß. geolog. Landesanstalt 1888, S. 310.

gebirges, welcher, stellenweise durch sekundäre Brüche in einen kleinen Graben zerlegt, an den Abhängen der Deschnai-Koppe (1114 *m*) gegen Nordnordwest die Quellen der Weistritz und gegen Südsüdost jener der Wilden Adler abgibt.

Der Westabfall des Adlergebirges ist jedoch viel breiter als jener der früheren Staffeln. Die Schichtfolge ist hier im Gegensatze zu den Gehängen im Osten vervollständigt; es folgen auf Gneis Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Tonschiefer, Rotliegend und dann erst Kreide.[1])

In den drei gleichsinnig geneigten, gegen Ost blickenden Staffeln in dem Nesselgrunde, dem Habelschwerdter- und dem Adlergebirge ist das Streichen des Grundgebirges gleich der orographischen Erstreckung nordwestlich, aber bestimmend für die Umrisse sind doch nur die Brüche, wie man schon daraus ersieht, daß am äußersten Ende des Adlergebirges bei Lewin Granit vom Bruche durchschnitten wird. Granite tauchen auch an mehreren Stellen aus den Schiefern des äußeren Saumes hervor und es sind dieselben Granite, die man auch an den kleinen Brüchen der Ebene, z. B. unterhalb Senftenberg, antrifft.

Der Böhmische Kamm wird ganz von dem nordwestlichen Streichen beherrscht, bis an den östlichen Rand der Neiße-Senke bei Mittewalde. An der Ostseite der Senke aber streicht der Gneis gegen Nord und Nordost zum Spieglitzer Schneeberge, so daß es den Anschein hat, als würde der hier nur 6 *km* breite Graben zwei Gebirgsteile von verschiedenem Baue von einander scheiden. Nur südwestlich von Mittewalde beobachtete Leppla an der Westseite des Grabens eine Strecke weit die Richtung Nordost, als würde hier das östliche Gebirge auf die Westseite übergreifen.

Das nordwestliche Streichen des Böhmischen Kammes hält gegen Süden an im Friesetale und über Schildberg hinaus bis in die Nähe von Müglitz; hier sind breite Züge von Glimmerschiefer und feinkörnigem Gneis mit vorwiegendem Biotit (Wackengneis von Hohenstadt) vergesellschaftet mit grauwackenartigen Gesteinen, Quarziten und Amphiboliten. Diese Gesteine entsprechen vielleicht der breiten Zone, welche am Westabhang des Adlergebirges ähnlich einer Schieferhülle dem Gneise vorgelagert ist.[2])

Eine wichtige Störung zieht aus der Gegend zwischen Hohenstadt und Mährisch-Schönberg durch das Tälchen von Buschin zum Südende der Neiße-Senke; sie war schon Lipold bekannt gewesen[3]) (s. oben S. 269). In neuerer Zeit beschrieb Bukowski, wie an dieser Linie die von Nordosten, von Altstadt herstreichende, sehr mannigfache Gesteinsserie plötzlich abschneidet

[1]) H. Wolf. I. Bericht über die geologischen Aufnahmen im östlichen Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIV, 1846. S. 463—494.

[2]) Tietze. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. LI, 1901, S. 317—722 bis 687.

[3]) M. V. Lipold. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt X, 1859, S. 235. Bukowski. Verh. d. geolog Reichsanstalt 1890, S. 323, 1892, S. 327, 1901, S. 192. Camerlander ebda. 1891, S. 169. K. Schirmeisen. Geognostische Beobachtungen zwischen Schönberg und Mährisch-Neustadt. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums, Brünn, 1901, S. 1—23.

und südlich von ihr sich die nordweststreichenden Wackengneise und Hornblendegneise ausbreiten. Den gleichen plötzlichen Streichungswechsel beschrieb TIETZE an der Straße bei Hambalek oberhalb Schildberg. Auch das breite Marchtal ist nach BUKOWSKI eine tektonische Grenzlinie; das westliche Gebiet, auch das Tal der Sazau und die Höhen von Müglitz streichen noch in der Richtung des Böhmischen Kammes. In den östlichen Höhen dagegen kommen die Gesteine der Kepernik- und der Altvaterzone mit nordöstlichem Streichen an das Marchtal heran. Nur knapp am Talrande treten örtliche Beirrungen des Streichens wohl infolge von lokalen Störungen auf. Bei Blauda unweit von Schönberg ist noch ein Granitstock durchgebrochen und umgeben von Allochroïtfels.

Die aus Nordost heranstreichenden Massen von Chloritgneis, Glimmerschiefer, Tonschiefer und Kalkstein scheinen überdies den südöstlich vorspringenden Wackengneisen und Amphiboliten förmlich ausweichen zu wollen. Die verschiedenen Felsarten richten sich auf, das Streichen biegt in die Nordsüdrichtung um und begleitet den östlichen Rand des Marchtales; die Schichten sind dabei gegen West unter die Wackengneise geneigt und umgeben diese schließlich im Süden von Müglitz, wo, nach vereinzelten Aufschlüssen zu urteilen, sich das regelmäßige Südwest- oder Südsüdweststreichen wieder einstellt.

Übersicht des Unterbaues der östlichen Sudeten.

Die preußischen und die österreichischen Aufnahmen lassen sich dahin in Übereinstimmung bringen, daß der vorpaläozoische Unterbau der östlichen Sudeten aus zwei von einander verschiedenen Hälften besteht. Die östliche Hälfte ist durch nordöstliches, im Westen vielfach durch nördliches Streichen mit vorwiegendem Westfallen ausgezeichnet. Sie umfaßt die Gruppen des Altvater, des Kepernik und was das Streichen betrifft auch die Gruppe des Spieglitzer Schneeberges samt dem Reichensteiner- und Bielen-Gebirge und ferner die aus der Ebene aufragenden Höhenrücken von Strehlen und von Nimptsch bis zum Zobten. Ihre Grenze gegen das westliche Gebiet zieht durch das Marchtal aufwärts über Hohenstadt und durch das Tal von Buschin bis zum Ostrande der Neiße-Senke. Bei Mittewalde scheint sie auf eine kurze Strecke auf die Westseite der Neiße-Senke überzugreifen. Dann folgt sie wahrscheinlich gegen Norden dem Graben. Im Gebiete der oberen Biele bis in die Nähe von Wilhelmstal in den Kühbergen sind die großen Unregelmäßigkeiten im Streichen vielleicht durch die Nähe der Syenitmasse von Reichenstein hervorgerufen.

Von diesem östlichen Urgebirgsstocke trennt sich noch sehr scharf das Gneis- und Schiefergebiet des Altvater und des Kepernik. Die Grenzlinie ist durch die Phyllite, Kalk und Graphitzüge im Mittelbordtale, am Ramsaupasse und bei Lindewiese bis zum Granit von Friedeberg sehr deutlich ausgeprägt. Das Gebiet des Altvater und des Kepernik verhält sich zu dem Gebiet des Spieglitzer Schneeberges sowohl in petrographischer, als in tek-

tonischer Hinsicht genau wie das moravische Gneisgebiet zu den benachbarten Teilen des Donau-Moldaugebietes.

Die westliche Hälfte des Unterbaues der Sudeten ist durch beständiges nordwestliches Streichen gekennzeichnet und durch große Längsbrüche in Horste aufgelöst. Sie umfaßt das Gebiet bei Müglitz und Schildberg, den Böhmischen Kamm, das Habelschwerdter-Gebirge und den Nesselgrund. Am Ende des Adlergebirges wird dieses Gebiet durch das Carbon und die Kreide der mittleren Sudeten bedeckt, bei Schatzlar erscheint aber wieder dasselbe Streichen (s. S. 262). Im Norden sind noch das Eulengebirge und die zwischen Frankenstein und Reichenbach aus der Ebene auftauchenden Höhen hieher zu zählen.

So vollzieht sich im Innern des variscischen Bogens die Änderung im Streichen plötzlich und an einer großen Dislokation, deren Natur noch nicht näher erforscht ist. Nach der bis über Strehlen hinaus anhaltenden nördlichen Streichungsrichtung im östlichen Teile könnte der paläozoische Außensaum nur sehr weit nach Norden hinaus gerückt, wo sich jetzt die Ebene ausdehnt, gedacht werden.

Die mittleren Sudeten.

Bisher wurden zwei paläozoische Gebiete innerhalb der Sudeten angeführt, nämlich das ausgedehnte Devon- und Culmgebiet im Osten und die Ausläufer des Jeschken im Westen. Paläozoische und auch mesozoische Ablagerungen bilden aber auch im Nordwesten das ganze Bober-Katzbach-Gebirge mit den anschließenden Hügeln und Rücken, welche bis über Görlitz und Bunzlau ihre Ausläufer entsenden. Im Osten zwischen Kupferberg und Freiburg, d. i. zwischen dem Riesengebirge und dem Eulengebirge, stellen sie die Verbindung her zwischen den archaischen Gesteinen der Ost- und Westsudeten, erheben sich dann im Heuscheuer-Gebirge in der Mitte der Sudeten zu beträchtlicher Höhe und nachdem die paläozoischen Glieder zurückgetreten sind, endet der mesozoische Teil der Schichtfolge in dem langen südlichen gestreckten Lappen der oft erwähnten Neiße-Senke. Das Gebiet streckt sich somit schräge fast über das ganze Gebirge als ein breiter Streifen von Sedimenten zwischen den beiderseitigen kristallinischen Gebieten.

In dem nordwestlichen, nämlich dem jenseits der Linie Freiburg—Kupferberg liegenden Teile herrscht nordwestliches Streichen und sind lange gegen Nordwest streichende Brüche und Gräben vorhanden. Ältere paläozoische und auch vorcambrische Schiefer bilden den ganzen Unterbau und ihre Verbreitung fällt der Hauptsache nach mit dem Gebiete zusammen, welches Dathe als das Niederschlesische Schiefergebirge bezeichnet.[1]) Der südlichste Zug desselben folgt der Granitgrenze vom Hirschberger Kessel an und seine Ausläufer sind noch jenseits Lauban sichtbar. Ein zweiter Zug umfaßt den höchsten Punkt des Bober-Katzbachgebirges, die Hogolje

[1]) E. Dathe. Das schlesisch-sudetische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Abh. d. k. preuß. geolog. Landesanstalt. Neue Folge, Heft 22, 1897, S. 22.

und übersetzt bei Lähn den Bober, eine dritte breitere Masse dehnt sich nördlich von Schönau aus. Im Osten zwischen Eule und Riesengebirge vereinigen sich die Züge zu einer einheitlichen Masse. Man trifft in dem Gesteinskomplexe neben Tonschiefern, quarzitische Grauwacken, grüne Schiefer mit Chlorit, Hornblende und Epidot, Lager von Diabas und Porphyr, Kalkstein und Kieselschiefer. An mehreren Stellen wurden in der höchsten Zone der Tonschiefer die Graptolithen der mittelböhmischen Stufe E_1 des unteren Obersilur angetroffen. Im äußersten Westen, in der Umgebung von Görlitz, kennt man auch quarzitische Sandsteine mit einer Lingula, vielleicht irgend einer Stufe des Untersilur entsprechend, und Kalkknollen mit Orthoceren, wie sie an der Grenze von E_1 und E_2 vorzukommen pflegen.[1])

Die Gräben und Mulden, welche die einzelnen Äste des Schiefergebirges trennen, werden von permischen und mesozoischen Ablagerungen eingenommen, aber die Schichtfolge ist hier vollständiger als die postvariscische Decke im inneren Böhmen. Zum Rotliegenden gesellt sich der Zechstein, dann folgen die Hauptglieder der Trias und erst über diesen folgt die cenomane Transgression.

Zwischen Kupferberg und Freiburg verschwinden die silurischen Schiefer bald unter einer Transgression von Culm und sind nur noch im Westen, längs des Hornblendeschiefers des Landeshuter Kammes, eine Strecke weit sichtbar. Die Schiefer am Südende des Eulengebirges, welche zwischen Glatz und Wartha von der Neiße durchschnitten werden und aus denen man ebenfalls Graptolithen kennt, werden in gleicher Weise vom Culm überdeckt. Im Innern der Sudeten trifft man nun kein Silur mehr und auch das Devon erscheint hier nur ausnahmsweise und bei weitem nicht in jener Ausdehnung, die es in Mähren erlangt.[2]) Dagegen gewinnt der Culm wie dort große Verbreitung und ist wie dort durch übergreifende Lagerung und durch die beträchtliche Häufung grobklastischer Sedimente ausgezeichnet. Überdies ist er hier von Kohlenkalk mit *Productus giganteus* begleitet, der in Mähren noch nicht gefunden wurde.

Der Culm umfaßt als ein halber Bogen von breiter Hufeisenform die ansehnlichen Berge der mittleren Sudeten (Überschar-, Heidel- und Heuscheuer-Gebirge); er ist mit seinem südlichen Schenkel dem Hornblendeschiefer bei Schatzlar aufgelagert und zieht von dort über Landeshut zum Scheitel des Bogens bei Rudelstadt unweit Kupferberg; der gegen Ost gerichtete Schenkel erreicht südlich von Freiburg den sudetischen Randbruch und entsendet eine allerdings unterbrochene schmale Fortsetzung entlang der Südseite des

[1]) G. Gürich. Beiträge zur Kenntnis der Niederschlesischen Tonschieferformation. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. XXXIV, 1882, S. 691. — Ders. Erläuterungen z. geolog. Karte v. Schlesien. Breslau 1890, S. 40—46.

[2]) Dames. Über die in der Umgebung Freiburgs auftretenden devonischen Ablagerungen. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 1868, XX, S. 469. Über die Conglomerate und die Gliederung des Culm, besonders Dathe, Die Salzbrunner Mineralquellen. Berlin 1901. S. 11 ff.

Eulengebirges bis zum Culm des Glatzer Gebietes. Einzelne Culmreste über den Gneisen des Eulengebirges scheinen die Umrahmung zu vervollständigen. Auf österreichischem Gebiete, bei Schatzlar und Trautenbach, tritt, wie bereits bemerkt wurde, der Glimmerschiefer des Rehhorngebirges für eine kurze Strecke an den Innenrand der Umrahmung, dann schneidet das ganze ältere Gebirge an dem Bruche von Hronow ab und erscheint erst wieder im Adlergebirge.

Der schmale und unterbrochene Zug von Culm an der Westseite des Eulengebirges ist steil aufgerichtet und abgesenkt. Zwischen Neurode und dem westlichen Rande des Eulengebirges erscheint ein gegen Südost streichender Zug von Gabbro, dessen dem Eulengebirge zugekehrte Seite von einer Verwerfung begleitet ist, die nach Dathe sich noch weit gegen Nordwest und gegen Südost über den Gabbrozug hinaus estreckt und deren Sprunghöhe auf 1000 *m* geschätzt wird. Es entsteht hiedurch an der Südwestseite des Eulengebirges ein Graben, in welchen Obercarbon und Rotliegendes abgesunken sind. An der Ostseite dieses Grabens aber, bei Ebersdorf, dort wo der fortgesetzte Randbruch der Eule die Culmmulde von Glatz schneidet, sieht man über dieser Mulde diskordantes Obercarbon, darunter im Culm zwei Einschaltungen von marinem Kohlenkalk, und unter denselben das Oberdevon mit Clymenien. Westlich von diesem, am Bruche selbst, schließt sich Gabbro oder grobes Gabbroconglomerat an, dann erscheint wieder der Gneissandstein des Culm.[1]) Auf dieser Strecke bildet also der Gabbrozug von Neurode gleichsam ein Stück einer zweiten inneren Umrahmung.

Das ganze, innerhalb dieses halben Bogens von Culm gelegene Gebirge ist von der Unterlage durch eine deutliche Diskordanz abgetrennt und besteht aus der normalen Schichtfolge der postvariscischen Decke des mittleren Böhmen.

Die tiefsten, liegenden Waldenburger Flötze sind etwas älter als jene, mit welchen die mittelböhmische Serie beginnt; es scheint daher, daß hier die limnische Transgression etwas früher eingetreten ist. Abgesehen von einzelnen gesenkten Streifen, liegt der jüngere Teil der Schichtfolge gegen Innen oder gegen Südost, das Relief ist der Hauptsache nach durch die Widerstandsfähigkeit der einzelnen Gesteine bedingt, und die hufeisenförmige Anordnung der einzelnen Glieder zeigt sich deutlich auf der topographischen Karte.

Auffallend tritt zuerst eine tiefer liegende, mehr oder minder muldenförmige, doch durch einzelne höhere Stellen unterbrochene Zone hervor,

---

[1]) E. Dathe. Die Lagerungsverhältnisse des Oberdevon und Culm am Kalkberge bei Ebersdorf in Schlesien; Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanstalt XIX, 1901, S. 214—237. — E. Tietze. Über die Devonschichten von Ebersdorf. Paläontographica, XX, 1870, S. 103, 158. Dathe schreibt dem Gabbro devonisches Alter zu. Frech leugnet im Gegensatze zu anderen Beobachtern hier eine Diskordanz zwischen Culm und Oberdevon. Lethaea geognost. 1897, II, S. 177 u. 1899, II, S. 302.

welche zwischen Glatz und Neurode beginnt, erst ganz schmal, dann bei Waldenburg wesentlich verbreitert, östlich von Landeshut wieder schmal nach Österreich herüberstreicht und über Schatzlar, längs des Bruches von Hronow bis in die Nähe des nördlichen Endes des Adlergebirges bei Straußenei verfolgt werden kann. Diese vertiefte Zone entspricht der flötzführenden Kohlenformation. Die nordöstliche Hälfte der großen Mulde liegt auf preußischem, die südwestliche auf österreichischem Gebiete.[1]) Auf preußischem Gebiete überwiegt die ältere Flötzgruppe, welche in Österreich fehlt. Es ist das die Waldenburger Gruppe in der erwähnten verbreiterten Stelle der Carbonzone bei Waldenburg und ihrer südöstlichen Fortsetzung. Ihre Flora ist nach Schütze verschieden von jener der jüngeren Flötze; nach oben wird diese Gruppe abgeschlossen durch die Porphyrdecken des Hochwaldes bei Waldenburg. Weithofer vermutet in den vereinzelten Porphyrvorkommnissen, welche von Trautenbach bei Schatzlar an den Bruch von Hronow begleiten, die Vertreter jener Porphyre; andere Äquivalente der Waldenburger Gruppe fehlen in Österreich. Hier folgt die Schatzlarer Flötzgruppe, welcher sich gegen das Innere des Gebirges die Schwadowitzer oder Ida-Stollengruppe anreiht. Die begleitenden Gesteine, welche in der Schatzlarer Gruppe grau sind, nehmen in der Schwadowitzer Gruppe eine rote Färbung an, wodurch in der Abtrennung von den permischen Ablagerungen manche Schwierigkeit entsteht.

Eine weitere Stufe bilden die von Weithofer als Leithorizont verwendeten (S. 161) Hexenstein-Arkosen, sie sind ausgezeichnet durch den Reichtum an verkieselten Araucarien, ein Lager führt seit langem den Namen „Versteinerter Wald von Radowenz“, doch werden gegenwärtig die Stämme viel seltener angetroffen als in früherer Zeit. Infolge ihrer bedeutenderen Widerstandsfähigkeit bilden diese Gesteine einen steileren, bewaldeten Höhenzug zwischen tieferliegenden Carbonschichten (Hexenstein 738 *m*). Jünger als dieser feldspatreiche harte Sandstein ist die Flötzgruppe von Radowenz, welcher aber nach Weithofer noch immer die typischen Vertreter der Permflora fehlen.[2])

Nach den Porphyrergüssen des Hochwaldes dürften kleinere Ausbrüche während der ganzen Carbonzeit wiederholt erfolgt sein; über den Radowentzer Flötzen liegen aber wieder bedeutende Decken von Porphyr und Melaphyr, welche das Kohlengebirge weit überragen und wie eine felsige Stufe den ganzen inneren Teil der Mulde von Albendorf bis Neurode hufeisenförmig umgeben. Sie bilden einen Teil des Überschargebirges

[1]) A. Schütze. Geognostische Darstellung des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens. Abh. z. geolog. Spezialkarte v. Preußen, III, 1882. — K. A. Weithofer Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XLVII, 1897, S. 455—478.

[2]) Die Produktion dieser Flötze ist keine sehr bedeutende. Die Schatzlarer Gruppe lieferte in den letzten Jahren 2 Millionen Meterzentner, die Schwadowitzer 1 Million Meterzentner und die hangende oder Radowenzer Gruppe eine weit geringere Menge.

bei Liebau, dann die große Heide (851 *m*), das Dürre Gebirge (928 *m*) bei Friedland, den Langen Berg (902 *m*) und den Höhenzug zwischen Braunau und Neurode (Schulzenberg 752 *m*). Innerhalb dieses Walles trifft man kein Carbon mehr, sondern nur mehr Rotliegendes, das in Preußen auch östlich über den Wall übergreift.

An dem Oberlaufe des Steine-Flusses liegt die breite und ebene Rotliegendfläche von Wünschelburg, Braunau und Friedland. Sie verengt sich gegen Norden, beschreibt den ganzen Bogen innerhalb der Porphyrberge,



Fig. 53. Das niederschlesisch-böhmische Steinkohlenbecken nach A. Weithofer. *Gl* Glimmerschiefer und Phyllite des Riesengebirges, *Sch* Schatzlarer und Waldenburger Schichten, *Sw* Schwadowitzer Schichten, *H* Hexenstein-Arkosen, *Ra* Radowenzer Schichten, *R* Rotliegendes, *P* Porphyr und Melaphyr, *K* Kreide (vergl. Fig. 52, S. 253).

zieht gegen Süd über Schönberg und verschwindet bei Albendorf. Einzelne Ausläufer erscheinen noch jenseits Radowenz.

Innerhalb der permischen Zone folgt die Kreideformation und bildet einen langen gegen Nordwest gestreckten Lappen, der die ganze Mitte der bisher erwähnten, hufeisenförmig angeordneten Gebirgsglieder einnimmt. In der nördlichen Hälfte bis über Reinerz und Glatz erhebt sich eine felsige, steile Stufe von Quadersandstein über der permischen Unterlage; im Süden liegt die Kreide transgredierend auf der archäischen Unterlage oder ist in die Gräben versenkt.

Der nördlichste Teil des Adersbacher Gebirges trägt die bekannten Felsenlabyrinthe von Adersbach und Weckelsdorf, wo in tiefen Erosions-

schluchten die senkrechte Klüftung, die pfeilerförmige Zertrümmerung und der absonderliche Formenreichtum der Felsgestalten in wunderbarer Weise zur Ausbildung gelangt sind (Fig. 39 und 40 S. 177). Aber obwohl die weißen, zackigen Felsenmassen weithin das Land beherrschen, gehören sie nicht den höchsten Horizonten der Kreide an. Nach FRITSCH gehören die Quadersandsteine des Labyrinthes zur Gruppe der Iserschichten (Byschitzer Übergangsschichten, unterer und oberer Kokorziner Quader). Auf den Höhen einzelner Pfeiler werden noch Spuren eines jüngeren Horizontes (Trigoniaschichten) vermutet. Die Mächtigkeit der Sandsteine beziffert FRITSCH mit 65 *m*.[1])

Jenseits der Mettau wird der steile Ostrand der Kreide — das Faltengebirge (Spitzberg 783 *m*) — hauptsächlich von demselben Iser-Sandstein gebildet und geht unmittelbar in die Heuscheuer (919 *m*), den höchsten Teil des Kreidegebietes, über. Nach LEPPLA ist die gesamte Kreide von Wünschelburg bis zum Gipfel der Heuscheuer 230 bis 260 *m* mächtig und von diesen liegen noch etwa 150 *m* über dem Iser-Sandstein, dem Horizonte des Weckelsdorfer Labyrinthes.

Von der Heuscheuer senkt sich das Kreidegebiet gegen das Tal der Weistritz; noch einmal erlangt es, dem Urgebirge unmittelbar aufgelagert, im Nesselgrunde größere Höhen (896 *m*), aber mehr und mehr von größeren Verwerfungen durchschnitten, wird es endlich auf den langen Streifen der Neiße-Senke eingeengt (S. 254). Wo die Versenkung am bedeutendsten ist, am Ostrande und im Süden dieses Grabens, ist das jüngste Glied der Kreide, die Kieslingswalder Schichten (Chlomeker Schichten, Untersenon) in der größten Ausdehnung erhalten geblieben und nach LEPPLAS vermutungsweiser Schätzung mochten über der Heuscheuer ergänzt, diese jüngsten Schichten, hier einst die Seehöhe von 1200 *m* erreicht haben.[2])

Die Lagerung der Kreide auf der Höhe der Heuscheuer und des Nesselgrundes ist eine völlig ungestörte und höchstens könnte man annehmen, daß, so wie die Umgebung, auch diese Schollen eine Senkung erfahren hätten. Sie sind nur Teile der postvariscischen Decke, welche in höherem Maße als andere Teile ihr ursprüngliches Niveau behauptet haben.[3])

Ostrand der Sudeten und östliches Vorland. Kohlenreviere von Oberschlesien und von Ostrau—Karwin. Umgebung von Krakau.

An der Landecke bei Hultschin und Hruschau endigt gegen Osten das zusammenhängende Culmgebiet der östlichen Sudeten und fällt in einer bewaldeten, niedrigen Kante recht steil ab zum vielgewundenen Oderstrome, welcher hier die Reichsgrenze bildet. Von hier aus übersieht man die weite Ebene von Ostrau und Witkowitz. Ein flacher Rücken von Kohlensandstein,

---

[1]) A. FRITSCH. Die Iserschichten, Archiv f. naturwiss. Landesdurchf. Böhmens. Prag, 1883, Bd. V, Nr. 2, S. 64—68.

[2]) A. FRITSCH. Die Chlomeker Schichten. Archiv etc. Prag, 1897, X, Nr. 4, S. 25—28.

[3]) LEPPLA. l. c. S. 11 u. 41.

der Jaklowetz, erhebt sich am rechten Oderufer, an seinem Fuße und an den Ufern der Ostrawitza liegt Mährisch-Ostrau, und unmittelbar angeschlossen ziehen die Häuser von Polnisch-Ostrau den Abhang hinauf. Dunkle Rauchwolken ziehen über die Stadt und entsteigen unaufhörlich den Schloten von Witkowitz im Süden und der weiteren Umgebung. Den Hintergrund bildet eine Reihe von blauen Bergen; es sind die bereits dem Karpatensysteme angehörigen Beskiden. Jenseits der Landecke liegen noch vereinzelte Vorkommnisse von Culm bis Katscher und Leisnitz jenseits der Oppa bei Bauerwitz, weiterhin bei Žirawa im Norden an der Oder in der Richtung auf Groß-Strehlitz und bei Tost an der Bahnstrecke nach Beuthen. Noch weiter im Osten nördlich von Siewierz in Polen befindet sich ein längerer niedriger Zug von mitteldevonischem Kalkstein; er scheint sich in einem kleinen Vorkommen bei der Bahnstation Zawiercie östlich fortzusetzen. Weit im Südosten endlich erscheint Kohlenkalk und devonischer Kalkstein bei Krzeszowice knapp innerhalb der österreichischen Grenze.

Dieser große Bogen älterer Gesteine umfaßt sämtliche Vorkommnisse des oberschlesischen Reviers, dessen südliche Fortsetzung die Flötze von Ostrau und Karwin ausmachen. Der Bergbau aber hat uns mit dem recht verwickelten Bau des unter der Ebene begrabenen Gebirges bekannt gemacht. — Von der Culmgrenze zieht ostwärts eine 26 *km* lange, vielfach unterbrochene Reihe von Hügeln, umfassend die Höhen von Hruschau, Polnisch-Ostrau und Orlau, mit dem erwähnten Jaklowetz; sie reicht bis in die Nähe von Karwin. Sie besteht aus Kohlensandstein und zeigt das Hervortauchen der produktiven Steinkohlenformation aus einer mächtigen Überdeckung von mitteltertiären Meeresablagerungen an, welche sich im Norden, Osten und Süden an das Kohlengebirge anschmiegen. Sie werden von den Bergleuten als die „Überlagerung“ bezeichnet. Durch die Beschreibung Jičinskys ist der Bau dieses Rückens genau bekannt geworden. Er verdankt seine unterirdische Gestalt lediglich einer sehr tiefgreifenden Abspülung und Abtragung der flötzreichen Schichten, welche der miocänen Sedimentbildung vorausgegangen ist. Im Süden über Zabrzeh und Paskau, im Osten über Freistadt und Ottrembau an der Olsa, im Norden über Pudlau südlich von Oderberg liegt die Oberfläche des Kohlengebirges mehr als 500 *m* unter der heutigen Oberfläche; weiter gegen Ost und weiter gegen Nord sinkt sie sogar unter 800 *m* hinab.[1]) Wäre man im stande, die Überlagerung abzuheben, so würde sich die Hügelreihe von Ostrau-Karwin in einen ansehnlichen, von den Sudeten gegen Ost, bis in die Nähe der Karpaten laufenden Bergrücken verwandeln, der aber von den Karpaten durch ein tiefes Tal getrennt bliebe.

In der Überlagerung sind häufig Versteinerungen gefunden worden, welche dem Niveau des Schliers von Ottnang in Oberösterreich und zugleich

---

[1]) Monographie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers, bearb. und herausg. v. Berg- u. Hüttenmännischen Verein in Mährisch-Ostrau. Teschen, 1885 u. bes. Taf. I u. W. Jičinsky. Bergmännische Notizen aus dem Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviere, gesammelt 1856—98. Mährisch-Ostrau 1899, S. 45, Fig. 2.

jenem des Salzlagers von Wieliczka entsprechen; möglicherweise sind aber auch noch ältere Horizonte vertreten. Das Miocän zieht sich in diskordanter, flacher Lagerung an den Abhängen des höchsten Teiles, des Jaklowetz bei Ostrau (290 *m*) hinauf und dürfte diesen einst ganz überdeckt haben. An den Abhängen dieses Rückens an der Ostrawitza ist ein mächtiger Strom von Basalt dem tertiären Sand und Schotter eingelagert. Der Basalt zeigt die kugelförmige Absonderung aufs trefflichste ausgebildet, die Basaltmasse zwischen den mächtigeren Kugelformen ist schiefrig und zersetzt. In den höheren Sandlagen sind die selbst einige Meter mächtigen Blöcke, welche die Meeresbrandung vom Strome losgelöst hat, in Form deutlicher lagerartiger Blockreihen eingeschaltet; allenthalben findet man die Reste von Meereskonchylien zwischen den Basaltblöcken. Es bleibt hier kein Zweifel darüber, daß in der unmittelbaren Nähe zur Miocänzeit eine Ausbruchstelle bestanden hat. Vereinzelten Gängen, welche der Bergbau nicht selten in den Steinkohlenflötzen antrifft und welche dort die benachbarte Kohle in natürlichen Kokes verwandelt haben, wird dasselbe Alter zuzuschreiben sein. Der wasserführende Sand im Hangenden der Kohle wurde an früherer Stelle erwähnt (S. 19).[1])

Was das Carbon betrifft, so findet man wie in Niederschlesien auch hier schon in der Unterlage, im Culm, kleine, vereinzelte und nicht bauwürdige Kohlenflötzchen. F. Römer hielt es für völlig sichergestellt, daß das produktive Kohlengebirge bei Hultschin den obersten Lagen des Culm gleichförmig aufgelagert sei; Stur, welcher die Pflanzenreste dieser Gebiete in sehr eingehender Weise untersucht hat, stellte sogar noch die tieferen Flötze von Ostrau zum Culm. Tietze dagegen vergleicht diese Flötze mit jenen von Waldenburg und nimmt an, daß sie, ebenso wie die Waldenburger Flötze, dem Culm ungleichförmig auflagern. Jičinsky aber teilt die Ansicht Römers.[2])

Tatsächlich tritt das flötzreiche Gebirge nur bei Hultschin an der Oberfläche sichtbar in die Nähe des Culm. Die Schichten des Culm sind an seinem Rande, im Odertale gegen Nordwest geneigt, aber die zunächst liegenden Flötze, zugleich die ältesten des Ostrauer Reviers, haben von den Sudeten her heftige Faltungen erlitten und sind zum Teile überstürzt, so daß sie, wie der Culm, gegen Nordwest geneigt unter diesen einfallen. Auch an der Ostseite der Oder hat man noch gegen Nordwest geneigte

---

[1]) L. Hohenegger. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpaten, Gotha 1861, S. 40. — J. Niedzwiezki. Basaltvorkommnisse im Mährisch-Ostrauer Steinkohlenbecken. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXIII, 1873, S. 283—288. — E. Kittl. Die Miocänablagerungen des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers. Annal. d. naturhist. Hofmuseums Wien, II, 1887, S. 237.

[2]) Römer. Geologie von Oberschlesien, S. 46. — D. Stur. Die Culmflora II. Die Culmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten; Abh. d. geolog. Reichsanstalt VIII, 1875—77. — E. Tietze. Zur Geologie der Gegend von Ostrau; Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLIII, 1893, S. 29—80. W. Jičinsky. Ist die Kohlenformation von Ostrau bis Weißkirchen von dem Rande der Culmschichten gegen Südosten noch vorhanden oder nicht? Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, XLII, 1894.

Flötze angetroffen. Erst östlich von diesen heftiger gefalteten, liegendsten Flötzen stellen sich die breiten Mulden und Sättel ein, welche den Bau des Reviers beherrschen.

Bei Orlau durchschneidet eine sehr bedeutende Verwerfung das gesamte Kohlengebirge in nordnordöstlicher Richtung und teilt die Flötze in zwei wohlgeschiedene Gruppen; die westlichen älteren sind die Ostrauer und die östlichen jüngeren die Karwiner Flötze. Jičinsky gibt die Gesamtmächtigkeit der Ostrauer Gruppe von dem liegendsten Vincenzflötz im Odertale aufwärts mit 3431 *m* an, sie enthält 63 bauwürdige Flötze mit zusammen 64·9 *m* Gesamtmächtigkeit an Kohle; die Karwiner Gruppe dagegen umfaßt vom Leopoldflötz in Karwin bis zum Oberflötz in Orlau 575 *m*, mit 25 bauwürdigen Flötzen und 22·4 *m* Mächtigkeit der Kohle. Dies würde für das ganze produktive Steinkohlengebirge etwa eine Mächtigkeit von 4000 *m* ergeben; aber nach Jičinsky ist es nicht gestattet die Ziffern zu addieren, weil die höchsten Ostrauer nicht mit den tiefsten Karwiner Flötzen übereinstimmen, sondern zwischen beiden Gruppen noch eine Lücke vorhanden ist, welche der Karwiner Tiefbau einstens auszufüllen haben wird.

Die Ostrauer Flötze bilden zwei gegen Süden geneigte Synklinalen mit kleineren sekundären Mulden. Stur hat gezeigt, daß beide Flötzgruppen verschiedene Floren besitzen und daß den tieferen Teilen der Ostrauer Gruppe in verschiedenen Horizonten dünne Lagen mit kleinen Meereskonchylien eingeschaltet sind. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß ein wiederholtes Einspülen des Meeres in die Gewässer stattfand, in welchen diese Flötze abgelagert wurden. Gegen oben, in den höheren Ostrauer Schichten, treten an die Stelle der kleinen Meereskonchylien andere von weniger ausgeprägtem marinen Charakter (Anthracosia) und unter dem mächtigen Johannflötz, welches zu den höchsten Ostrauer Flötzen gehört, hören diese Einschaltungen gänzlich auf. Ganz derselbe Vorgang zeigt sich aber auch in den tieferen Flötzgruppen von Oberschlesien und wiederholt sich auch weit von hier in anderen Gebieten, z. B. in Belgien, wo man bei Lüttich 13 solche marine Einschaltungen zählt und ebenso in mehreren englischen Revieren. In den Karwiner Flötzen wurde dagegen ähnliches noch nicht beobachtet; ebensowenig in den mittelböhmischen, sächsischen oder niederschlesischen Carbonablagerungen. Die Flora der Karwiner Flötze stimmt nach Stur mit jener von Schatzlar überein und man bezeichnet dieselben öfter geradezu als Schatzlarer Flötze.

Die große Mächtigkeit der tertiären Überlagerung in der Gegend von Oderberg ist die Hauptursache der breiten Unterbrechung zwischen den österreichischen und den preußischen Grubenbezirken. In Oberschlesien liegt zu unterst wieder eine Gruppe von Flötzen mit marinen Einschaltungen (Rybniker Flötze); sie entsprechen den Ostrauer Flötzen. Diesen folgen die mächtigen Sattelflötze, welche ihren Namen von der sattelförmigen Lagerung erhalten haben, die auf einer Linie von Zabrze bei Gleiwitz über Königshütte und Myslowitz bis nach Russisch-Polen sich geltend macht. Sie

dürften im allgemeinen der Lücke zwischen den Ostrauer und Karwiner Schichten entsprechen, doch mag auch noch das mächtige Johannflötz von Ostrau dieser Gruppe zufallen. Über der Sattelgruppe folgt die „Muldengruppe“ (Orzescher Schichten oder Rudaer- und Nicolaier Schichten), welche den Karwiner und den Schatzlarer Flötzen entspricht.[1])

Über die Art und Weise, in welcher die große Dislokation von Orlau nach Oberschlesien fortsetzt, sind verschiedene Vermutungen ausgesprochen worden und man hat versucht eigentümliche Störungen, welche bei Zabrze auftreten mit ihr in Verbindung zu bringen. Sicher ist, daß durch eine Dislokation ein westliches Gebiet mit Ostrau und Rybnik, in welchem nur oder fast nur tiefere Flötze vorhanden sind, abgetrennt wird von einem weit größeren, östlichen, muldenförmigen Gebiete, jenem der Karwiner Flötze, welche die Sattelflötze und die Ostrauer Flötze überlagern.[2]) Ein tiefes Bohrloch bei Paruschowitz unweit Rybnik hat nacheinander folgende Schichten durchfahren: 210 *m* tertiäre Überlagerung; 780·77 *m* Karwiner Schichten mit 64 Flötzen; 189·9 *m* Sattelgruppe mit 5 Flötzen und 822·67 *m* Ostrauer Schichten mit 12 Flötzen, welche in einer Tiefe der Bohrung von 2003 *m* noch nicht durchsunken waren.[3])

Im ganzen nehmen die Mächtigkeiten der Schichten von Westen gegen Osten deutlich ab, als wäre das Material für die carbonischen Sedimente von Westen her gekommen. Nach Gäbler umfassen die Ostrauer Schichten im Westen 6977 *m*, im Osten nur 1222 *m*; ihre 61 bauwürdigen Flötze mit 65·5 *m* Kohle schwinden gegen Ost auf 6 Flötze mit 8 *m* Kohle herab. Trotzdem zeigt die Gruppe der Sattelflötze gerade im Osten oft bedeutende Mächtigkeiten; sie können bis 12 *m* erreichen und am Xaveriflötz in Dombrowa kennt man Anschwellungen von 15 bis 17 *m*. Es wäre für das Studium der Kohlenflötze überhaupt von Bedeutung, wenn sich mit Bestimmtheit erweisen ließe, daß diese Abnahme der Mächtigkeiten der Flötze von einer rascheren Abnahme der Zwischenmittel begleitet wird.[4])

Trotz aller nachträglichen Dislokationen und vieler örtlicher Ausnahmen scheint das gesamte produktive Kohlengebirge dem von der Landecke bei Hultschin über Zyrawa, Tost und Krzeszowice ziehenden Bogen älterer Gesteine in der Weise angelagert zu sein, daß die älteren Ostrauer

---

[1]) Eine Übersicht der Beziehungen zwischen den österreichischen und preußischen Flötzen gibt R. Michael. Die Gliederung der oberschlesischen Steinkohlenformation. Jahrb. d. k. preuß. geolog. Landesanstalt, XXII, 1902, S. 317—340.

[2]) Ebert. Abh. d. k. preuß. geolog. Landesanstalt, 1895, Neue Folge, Heft XIX. — Bernhardi u. Kirschniok. Zeitschr. d. oberschles. Berg- u. Hüttenmännischen Vereins. Oktober, Dezember 1899. — Ebert. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1898, Protokoll S. 11. Eine gute Übersicht der Verbreitung der Flötze gibt die geologische Karte von F. Bartonec, 1894 und für den Norden die Karte von Künzel: Der oberschlesische Industriebezirk, bearb. zum V. allgem. deutsch. Bergmannstage 1892.

[3]) C. Gaebler. Kritische Bemerkungen zu F. Frech: Die Steinkohlenformation. Kattowitz, 1901, S. 14; auch Zeitschr. f. prakt. Geologie 1902, S. 129.

[4]) F. Frech. Lethaea geogn. II. Die Steinkohlenformation, 1899, S. 334.

Schichten mit den marinen Einschaltungen rings dem Rande genähert sind, während gegen die Mitte zu die jüngeren Flötze vorherrschen. Demnach würde das ganze Revier eine sehr ausgedehnte, gegen die Karpaten hin offene Mulde darstellen.

Gemäß dieser im großen bogenförmigen Anlage streicht auch das flötzreiche Gebirge von Myslowitz ostwärts über Sczakowa und Jaworzno mit seinen Randbildungen und mit den Ausläufern des großen Sattels von Zabrze-Myslowitz über die österreichische Grenze hin und erstreckt sich in Österreich über Sierdza bis Tenczynek bei Krzeszowice. Hier findet man sowohl die jüngeren als auch die älteren Flötze. Bei Jaworzno, an dem südöstlichem Abfalle, der von Myslowitz herüberstreicht, sind die jüngeren Pflanzen der Karwiner Schichten (Flora von Schatzlar) und in den Gruben von Tenczynek, nahe dem östlichen Rande, die marinen Einschaltungen der Ostrauer Flötze gefunden worden.[1])

Die gesamte Lieferung des Ostrau-Karwiner Reviers kann mit 60 Millionen Zentner im Jahre veranschlagt werden. Die Flötze des Gebietes von Krakau haben im Jahre 1900 infolge der Arbeiterausstände in anderen Teilen des Reiches ihre Leistung von 9·1 auf 11·6 Millionen Zentner erhöht, von denen 7 Millionen auf Jaworzno und 3 Millionen auf Siedrza entfielen.

Schon bei der Besprechung der Umrandung der Masse (S. 14.) wurde auseinandergesetzt, wie die Gesteine der Masse nordwärts gegen Schlesien und Russisch-Polen und ostwärts gegen Krakau unter der jüngeren Transgression allmählich verschwinden, wie die einzelnen Stufen in der Landschaft als Mulden und Höhenzüge kennbar sind, wie Rotliegendes, Buntsandstein, Muschelkalk und Jura als einzelne Zonen immer mehr nach Norden zurückweichen, wie aber die Reste der Kreide von dieser bogenförmigen Anordnung völlig unabhängig bis an den Sudetenrand bei Hotzenplotz heranreichen.

In Betreff der unteren Grenze der Transgressionen, nämlich zwischen dem Buntsandstein und dem Carbon, herrschen manche Meinungsverschiedenheiten, die sich wahrscheinlich dadurch erklären, daß die höchsten Teile des Carbon vor der Trias gleichfalls Abtragungen erlitten haben und daß die Transgression über eine unebene Fläche stattgefunden hat.

Wenn man in dem breiten und sandreichen Tale der Weichsel von Auschwitz abwärts, d. i. gegen Osten geht, erblickt man zur Rechten die langen und dunkeln Höhen der Karpaten, welche schon in ihren ersten Ketten oberhalb Bielitz 1100 *m* und ober Andrichau 900 *m* übersteigen. Zur Linken erscheinen dagegen zuerst vereinzelte Hügel, dann ein zusammenhängender, gegen Ost bis Alwernia ziehender Rücken, bedeckt von einer unterbrochenen Lage von Muschelkalk. Übersteigt man diesen Rücken gegen Nord, so gelangt man in eine gegen Westnordwest gestreckte, wenigstens zum Teil grabenförmig

---

[1]) F. Tondera. Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1888, S. 101 u. E. Tietze. ebda. 1892, S. 76.

gebaute Mulde, durch welche die Eisenbahn von Krakau über Krzeszowice und Trzebinia nach Szczakowa führt. Der nördliche Rand dieser wechselnd breiten Einsenkung erhebt sich im Osten bald zu 450 *m* und behält diese Höhenlage bis zur russischen Grenze; im Westen ist er in einzelne Hügel aufgelöst.[1])

Der südliche Rücken mit der Ruine Lipowetz westlich von Alwernia besteht aus Muschelkalk. Am Südfuße des Rückens ist an einigen Stellen das produktive Carbon aufgeschlossen. Im darauffolgenden Sandstein liegen unweit der Höhe auf den Äckern Stücke des *Araucarites Schrollianus*, es ist vermutlich der Horizont des versteinerten Waldes von Radowenz. Bald folgen die plattigen Mergelkalke des Röth (oberster Buntsandstein) und der untere Muschelkalk. Alle Glieder des Muschelkalkes neigen sich gegen die Mulde, an deren Nordrande der Jura hervortritt. Wie Bohrungen dargetan haben, befinden sich in der Mulde bis 200 *m* tiefe von miocänem Tone ausgefüllte Buchten.

Jenseits der Mulde gelangt man nach Durchquerung eines schmalen Saumes von Trias und Jura an eine Reihe von Aufschlüssen des produktiven Carbon, welche von den Kohlengruben von Sierdza her längs des Abhanges zu verfolgen sind. Oberhalb Trzebinia folgt hierauf ein mächtiges Conglomerat mit kopfgroßen Geröllen des Kohlenkalkes, der östlich von hier oberhalb Krzeszowice zu Tage tritt. Hohenegger und Römer zählten es zum Rotliegenden.[2]) Es ruht auf Sandstein und ist überdeckt von einer fortlaufenden Lage von Porphyrtuff und in enger Verbindung mit demselben erscheint der weniger mächtige, kristallinische Kalkstein von Karnowice mit seinen obercarbonischen Pflanzenabdrücken.[3]) Eine scheinbare Diskordanz mit den flötzführenden Schichten und anderseits die volle Konkordanz mit dem aufliegenden Porphyrtuff hatte bewährte Forscher in Zweifel über ihr Alter gelassen. Über dem Porphyrtuff und Röth folgt nun Trias mit Lappen von Jura bis zur russischen Grenze.

Im Osten oberhalb Krzeszowice erscheint Porphyr neben dem Porphyrtuff,[4]) daneben tritt Kohlenkalk und Culm als die Unterlage der flötzführenden Schichtfolge hervor. Hier sind die transgredierenden Zwischenglieder verschwunden und über den genannten Bildungen folgt unmittelbar der braune Jura.

Ebenso wie im Gebiete des Bober und der Katzbach am Nordrande der Sudeten vervollständigt sich hier gegen Osten die mesozoische Serie. Der Zechstein erscheint hier allerdings erst noch weiter im Osten im Gouverne-

---

[1]) E. Tietze. Geologische Karte von Krakau. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXXVII, 1887.

[2]) F. Römer. Über das Vorkommen des Rotliegenden in der Gegend von Krzeszowice, Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. XVI, 1864, S. 633—643.

[3]) M. Raciborski. Über die Permo-Carbon-Flora des Karnowicer Kalkes. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., Krakau, XXI, 1893, S. 353—394.

[4]) R. Zuber. Die Eruptivgesteine der Umgebung von Krzeszowice. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXXV, 1885, S. 735—756.

ment Kielce. Diese Transgressionen sind nur der Rand eines sehr ausgedehnten Transgressionsgebietes. Der Jura von Czenstochau läßt sich bis an den Strand der Ostsee verfolgen und das Übergreifen der mittleren und oberen Kreide zeigt sich im ganzen südlichen Rußland und noch im Norden des Aral. Alle diese Decken liegen flach ohne Diskordanz übereinander. Die jüngste Meeresbildung ist die tertiäre Decke, welche nicht so weit vom Karpatenrande abrückt, begleitet von zahlreichen kleineren Durchbrüchen von Basalt, welche eine außerordentliche Verbreitung, besonders zwischen Neiße und Oder besitzen. Zuletzt folgen die Bildungen der Oberfläche, die zahlreichen, namentlich über die Höhen westlich von Krakau ausgestreuten nordischen Blöcke und der Löß. Auf diese Weise gehen die Gebirge des mittleren Europa in die Ebenen des Ostens über.

Die Boskowitzer Furche und die Brünner Eruptivmasse.

Wandert man von Brünn gegen Westen über die bewaldeten Berge, welche aus den mannigfachen Gesteinen der großen Eruptivmasse von Brünn zusammengesetzt sind, so gelangt man nach einigen Wegstunden etwa zwischen Eichhorn-Bittischka und Rossitz an eine zwar nicht sehr steile, aber recht deutliche, ziemlich geradlinige Bodensenkung. Hier befindet sich der Waldessaum, und das vorliegende, etwas niedrigere Hügelland ist vorwiegend Feldboden; auf den frisch geackerten Flächen erkennt man aus der rotbraunen Farbe des Erdreiches das Rotliegende. Jenseits des breiten Schloßbaues von Rossitz und weiter im Süden sieht man den Rauch der Schächte aufsteigen, auf denen die permischen oder obercarbonischen Flötze zwischen Segen-Gottes und Oslawan abgebaut werden. In einer Entfernung von nur 4—5 *km* sieht man die Straßenzüge wieder zum Waldlande ansteigen, das etwa in der gleichen Höhe, wie die östlichen Berge, als eine fast horizontale Linie den Ausblick gegen Westen begrenzt. Es ist das Plateau des mährischen Urgebirges und die Furche bildet die auch orographisch deutlich ausgeprägte Westgrenze der sudetischen Gesteine.

Noch deutlicher als an der Oberfläche tritt die Furche im geologischen Kartenbilde hervor als ein Streifen von Rotliegend-Sandsteinen und Conglomeraten, der im Süden von älteren Gesteinen, im Norden teilweise von den Steilrändern der aufgelagerten Kreideformation begrenzt wird. Die tiefere Lage des Streifens wird allein durch den Einfluß der Abtragung auf die verschiedenen Gesteine hervorgerufen.

Kein Flußlauf folgt der Depression. Bei Eibenschitz quert die Oslawa bei Rossitz der Obora-Bach, bei Eichhorn-Bittischka die Schwarzawa und unterhalb Lettowitz die Zwittawa das Rotliegende; die engen Täler des Gneises werden nur wenig breiter im Rotliegenden, nehmen aber gleich wieder annähernd die frühere, schmale, felsige Form an, sobald sie in den Granit und Syenit der Brünner Eruptivmasse eintreten. Auf den Wasserscheiden zwischen den Flußläufen erheben sich die Rotliegendhügel, annähernd bis zur Höhe der benachbarten älteren Gesteine, so daß die Furche

stellenweise fast ganz aus dem Landschaftsbilde verschwindet. Am tiefsten eingesenkt ist sie nahe ihrem südlichen Ende bei Mährisch-Kromau und Eibenschitz, wo bereits die brakischen Wässer der miocänen Oncophorastufe in die Niederung eingedrungen sind. Weiter im Norden, etwa von Tischnowitz an, wird ihre Begrenzung unscharf, infolge der breiteren miocänen Buchten, welche sich in die Furche legen und auch über ihre Ränder hinausgreifen. Die Kreide reicht in einzelnen Schollen bis gegen Blansko und bildet von Gewitsch nordwärts die Westgrenze der Furche in Form eines Steilrandes. Überdies zerteilt sich dort die Furche und wird von horstartig aufragenden Rücken älteren Gebirges unterbrochen.[1])

Im Norden, bei Senftenberg und Geiersberg schließen sich an das Rotliegende der Boskowitzer Furche freilich zum großen Teile durch die Kreidedecke verhüllt, die nordwestlich streichenden Gneise des Böhmischen Kammes und des Schwarzen Berges zwischen Grulich und Gabel, stellenweise durchbrochen von kleineren granitischen und syenitischen Stöcken. Der Saum von Glimmerschiefer, Phyllit und Hornblendeschiefer, der bei Reichenau und Rokitnitz unter der Kreide verschwunden war, kommt in der Gegend zwischen Schildberg und Gabel in Verbindung mit den erwähnten Wackengneisen wieder zum Vorschein. Das Streichen wendet sich allmählich gegen Ost-West, während sich zu den genannten Gesteinen in streifenförmigen Einfaltungen die devonischen Grauwacken gesellen. In der Gegend des Netztales bei Gewitsch und westlich davon in dem horstartigen Phyllitrücken des Kohlberges bei Mollein deutet ein rascher und oft unvermittelter Wechsel des Streichens aus der nordsüdlichen in die ostwestliche Richtung auf verwickelte Störungen des Gebirgsbaues.[2]) Südlich davon wird der bereits früher stellenweise auftauchende Culm herrschend mit dem normalen nordöstlichen Streichen des sudetischen Außensaumes.

Unweit von Knihnitz nördlich von Boskowitz, taucht aus einer Ummantelung von Culm und einem unterbrochenen inneren Saume von Devonkalk das Nordende der bereits öfter genannten Brünner Eruptivmasse; eines sehr ausgedehnten und mannigfach zusammengesetzten Batholiten, der bald knapp an das Rotliegende der Furche anschließt und sich gegen Süden noch über diese hinaus bis in die Nähe von Mißlitz erstreckt. Am Ostrande

[1]) Für den böhmischen Teil der Boskowitzer Furche s. H. Wolf. Bericht über die geologischen Aufnahmen im östlichen Böhmen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XIV, 1864, Heft 4, S. 463—493. — Für den nordmährischen Teil A. E. Reuss. Beiträge zur geognostischen Kenntnis Mährens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1854, Bd. V, S. 659 bis 765 u. bes. E. Tietze. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. LI, 1901, S. 317—729. — Den mittleren Teil beschrieben A. Makowsky und A. Rzehak. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Brünn, als Erläuterungen z. geolog. Karte. Verh. d. naturf. Ver. Brünn, Bd. XXII, 1884, S. 1—154 u. L. v. Tausch. Über die kristallinischen Schiefer- und Massengesteine sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XLV. 1895, S. 265—494.

[2]) Tietze. l. c. S. 65.

der Eruptivmasse verbreitert sich der Saum von Devonkalk und bildet den nur 3—5 *km* breiten Streifen des mährischen Karstes, der sich südwärts bis zum Hadyberge bei Brünn fortsetzt.

Die Mannigfaltigkeit der Gesteine innerhalb des großen Stockes veranlaßte Tausch zu der allgemeinen Benennung „Brünner Eruptivmasse", an Stelle der früher gebräuchlichen Namen Syenit oder Granit-Syenit. Die größte Verbreitung namentlich in den nördlichen und östlichen Teilen des Stockes besitzt ein recht grobkörniger und orthoklasreicher, quarzarmer Granit oder Syenit mit wechselndem Gehalte an grüner Hornblende und an Biotit. In breiten Zonen nimmt er reichlich Plagioklas auf und verwandelt sich dann in grobkörnigen oder mittelkörnigen, oft sehr hornblendereichen, dunkeln Diorit; so besonders in der Gegend westlich und südwestlich von Brünn; bei Schöllschitz südlich von Brünn erscheinen selbst Diallag-Gesteine und Serpentine. Nahe dem Westrande dagegen werden stellenweise grobkörnige, muskowitführende und aplitische Orthoklasgesteine herrschend und gegen Süden, an manchen Stellen des Obravatales und insbesondere am Mistkogel bei Mährisch-Kromau treten mittelkörnige, zum Teile flaserige und gneisartige Biotitgranite auf, wie bereits bemerkt, recht ähnlich den Graniten, welche noch weiter im Süden in der Umgebung von Eggenburg und Meißau knapp an die Gesteine der moravischen Zone anschließen.

Wo die Ostgrenze der Eruptivmasse in dem dichtbewaldeten Lande gut beobachtet werden kann, ist sie von tektonischen Störungen begleitet. Beim alten Hochofen von Josefstal, unweit östlich von Adamstal, fällt devonischer Kalk unter den Syenit ein; die steile, transversale Schieferung des Kalkes deutet auf starke Beeinflussung durch Bewegungsvorgänge. In den nördlichen Tälern bei Laschanek und an der Straße nach Sloup östlich von Blansko, lehnen die Kalke mit einer sehr steilen Begrenzungsfläche am Syenit. Nahe dem Nordende der Masse bei Wratikow unweit Boskowitz, erscheinen neben dem Kalkstein die harten Quarzitbänke und Schiefer des Unterdevon an der Syenitgrenze steil, fast senkrecht einfallend.[1]) Hier und nördlich bei Schebetau wie an vielen anderen Stellen des Randes ist der Syenit, ebenso wie das Unterdevon durch Gebirgsdruck und Bewegung stark beeinflußt und in chloritische oder auch sericitische Schiefer umgewandelt.[2]) Nur so erklärt sich die Beschreibung Reichenbachs von dem Übergange des Syenits in sein sogenanntes Lathon, d. i. in die Schiefer und Quarzite des Unterdevon.[3])

Als solche dynamische Umwandlungsprodukte des Syenits und der Diorite an breiten Quetschzonen sind auch die Züge von chloritischen und phyllitartigen Schiefern zu deuten, welche in zumeist nordsüdlicher Rich-

---

[1]) Die Spuren von Unterdevon, welche Tausch von der südlicheren Syenitgrenze angibt, sind sehr zweifelhaft.

[2]) E. Tietze, l. c. S. 14.

[3]) Karl Reichenbach. Geologische Mitteilungen aus Mähren. Geogn. Darstellung d. Umgegenden von Blansko, Wien 1834, S. 76.

tung die Eruptivmasse durchziehen; sie verhalten sich zu den genannten Gesteinen etwa wie die Pfahlschiefer am bayrischen Pfahle zu den benachbarten Graniten.

Beiläufig in der Mitte der Eruptivmasse ist an einer nordsüdlichen Verwerfung ein Streifen von unterdevonischen Sandsteinen und Quarziten in die Masse versenkt; die Schichten sind steil gestellt und wurden wegen ihrer größeren Härte langsamer abgetragen als der umgebende Syenit. Der nordsüdlich gestreckte Kamm des Babylom (563 *m*), zwischen den Orten Wranau und Gurein wird von den steil gegen Himmel ragenden Schichtköpfen der harten Quarzconglomerate gebildet, von welchen man einen



Fig. 54. Steilgestellte Bänke von Quarzconglomerat des Unterdevon am Babylom bei Zinsendorf nördlich von Brünn.

weiten Ausblick auf das nur wenig niedrigere einförmige Plateau- und Hügelland, auf die Rotliegendfurche und südwärts über Brünn hinaus auf die tertiäre Ebene genießt (Fig. 54). Auf derselben Linie und in deren südlichen Fortsetzung liegen die Quarzite und Sandsteine des Gelben Berges und des Roten Berges bei Brünn; ihre Schichten sind weniger geneigt aber auch sie sind an einer Verwerfung abgesunken, die man sehr gut vom Wege nach dem Schreibwald aus auf dem steilen Nordgehänge des Roten Berges zur Schwarzawa überblicken kann. Es verdient besonders hervorgehoben zu werden, daß diese Vorkommnisse sich in der Hauptverbreitungszone der genannten chloritischen Schiefer befinden. Den Fuß des Babylom sowohl als auch den Fuß des Gelben Berges und den Untergrund der benachbarten

Stadtteile von Brünn, den Spielberg und den Franzensberg, bilden diese Schiefer in ganz typischer Entwicklung.

Aber auch die Westseite der Eruptivmasse ist zum weitaus größten Teile durch jüngere Verwerfungen begrenzt, wie sich sogleich aus der Betrachtung der Lagerungsverhältnisse innerhalb der Boskowitzer Furche ergeben wird. Schon TAUSCH hat darauf hingewiesen, daß das Grundconglomerat an der Westgrenze der Furche aus den Trümmern des benachbarten Urgebirges besteht, und zwar nächst Eichhorn-Bittischka aus den benachbarten Gneisen und Amphiboliten und Stücken von Gangquarz, weiter im Norden bei Bukowitz aus kleinen Brocken des benachbarten Phyllits und bei Lissitz aus unregelmäßigen Bruchstücken des benachbarten kristallinischen Kalkes.[1]) Noch auffallender wird die Erscheinung in den südlicheren Strecken. Das Grundconglomerat unter den Rossitzer Kohlenflötzen besteht vorwiegend aus Bruchstücken von Phylliten und verschiedener Varietäten von Bittescher Gneis und südlich von Oslawan erscheinen die benachbarten Gneise, Granulite und Serpentine in diesen Liegend-Conglomeraten.

Ebenso bemerkte bereits TAUSCH, daß die Conglomerate am Ostrande fast ausschließlich aus Trümmern von Culmgrauwacken, Culmschiefern und Devonkalk bestehen; daß dagegen der unmittelbar benachbarte Syenit auffallenderweise in diesen Conglomeraten bisher noch nicht gefunden wurde. In der nördlichen Fortsetzung, bei Knihnitz, wurden diese Beobachtungen von TIETZE bestätigt[2]) und auch in der ganzen südlichen Erstreckung über Eichhorn, Neslowitz und Eibenschitz bis über den Bahnhof von Mährisch-Kromau hinaus kann ein wechselnd breiter Streifen von sehr großblöckigen Conglomeraten verfolgt werden, in denen zumeist die Culmgrauwacke, manchmal auch der Devonkalk vorherrscht.[3]) Südlich von Eibenschitz greifen diese Conglomerate immer weiter gegen Westen und in der Umgebung von Mährisch-Kromau, nahe dem Südende der Furche wird ganze Breite vorwiegend von Conglomeraten eingenommen in denen stellenweise die Trümmer des Urgebirges mit denen des Culm und des Devon gemengt sind.

Im Norden bei Knihnitz greift, wie bereits erwähnt wurde, der Culm noch übermantelnd auf die Westseite des Syenits über, verschwindet aber bald gegen Süden; dagegen sind an mehreren Stellen schmale Streifen Devonkalk zwischen Syenit und Rotliegend-Conglomerat eingeschaltet. Die lichten, in der Landschaft recht auffallenden Kalke bilden wahre Klippen im Rotliegenden. Vom Ostabhange des Horkaberges bei Kornitz (nördlich von Gewitsch) beschreibt TIETZE ein ganz isoliertes Vorkommen von Devon-

[1]) TAUSCH. l. c. S. 363.

[2]) E. TIETZE. l. c. S. 337.

[3]) Diese östlichen Conglomerate wurden früher als ein Sandstein-Conglomerat im Hangenden und als das jüngste Glied der ganzen Schichtreihe aufgefaßt; aber schon die unmittelbare Auflagerung auf Devonkalk, die an vielen Stellen beobachtet werden kann, beweist, daß man es hier ebenso mit einem Grundconglomerat zu tun hat wie bei den Gneisconglomeraten des Westrandes.

kalk und grober Kalkbreccie mitten im Rotliegenden. An den Kalkklippen zwischen den Dörfern Malostowitz und Czebin östlich von Tischnowitz und ebenso bei Schloß Eichhorn kann man die unmittelbare Auflagerung der Rotliegend-Conglomerate, die hier stellenweise bloß aus Kalkblöcken bestehen, vortrefflich beobachten. Am Westabhange der weithin sichtbaren Kalkkuppe Czebinka (431 *m*) ziehen die westfallenden Conglomeratbänke, welche Fossilien des unterlagernden Devon enthalten, bis auf mehr als zwei Drittel der Höhe hinauf.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich bereits folgendes: zuerst, daß die Anlage der großen Störungslinie, welche heute durch die Boskowitzer Furche vorgestellt wird, schon in vorpermischer Zeit vorhanden war, ferner daß schon zur Zeit der Bildung des Rotliegenden westlich von dieser Linie die kristallinischen Gesteine des südlichen Urgebirges und östlich von derselben die sudetischen paläozoischen Sedimente den Untergrund der neuen Sedimente gebildet haben,[1]) und drittens, daß der Eruptivstock zur Permzeit noch nicht bloßgelegt war; denn sonst müßten sich auch seine Trümmer im Rotliegenden vorfinden. Er war offenbar noch verborgen unter dem Mantel von Culm und Devon, dessen Reste Tietze in der Umgebung von Knihnitz nachgewiesen hat. Erst spätere Verwerfungen haben hier Devon und Rotliegendes in die unmittelbare Nachbarschaft der Eruptivmasse gebracht und man darf an diesen Kalkklippen, auch wenn das Eruptivgestein jünger ist als Devon, keine Kontaktbildungen erwarten.

Die Lagerungsverhältnisse des Rotliegenden innerhalb der Furche geben weitere Aufschlüsse über die Natur der großen Störung. Über dem Liegend-Conglomerate[1]) folgen bald die drei Kohlenflötze, von welchen hauptsächlich das mächtigste oberste (1—2 *m*, bei Zbeschau selbst 4—7 *m*) auf den Schächten zwischen Segen-Gottes und Oslawan abgebaut wird. Die Flötze fallen mit etwa 45°, stellenweise auch flacher, gegen Ost mit geringen örtlichen Verwerfungen. In der Tiefe scheint der Fallwinkel steiler zu werden. Im Norden scheinen sie bald auszukeilen, während an der südlichen Endigung bei Neudorf die tektonischen Störungen eine größere Rolle spielen. Schon zwischen den Flötzen befinden sich stellenweise mehr als 90 *m* mächtige Komplexe von teils conglomeratartigen, teils weniger groben Sandsteinen. Darüber folgt ein vielleicht mehr als 2000 *m* mächtiger Komplex von sehr mannigfachen Sedimenten: roten und grauen Sandsteinen und Arkosen, teils dünnschiefrig und teils grob gebankt, mit einzelnen Lagen dünnblättriger, kohliger Schiefer, sogenanntem Brandschiefer, welche an vielen Stellen sehr reichliche Pflanzenabdrücke und Fischreste und auch einzelne Stegocephalen enthalten. Das Fallen nimmt an der Oberfläche gegen Osten immer mehr ab, so daß z. B. im Tale westlich von Neslowitz (Eibenschitz N), die sandigen Schiefer nur mehr mit einem Winkel von kaum 10°

[1]) S. Makowsky u. Rzehak. l. c. S. 64 ff. u. W. Helmhacker. Übersicht der geologischen Verhältnisse der Rossitz-Oslavaner Steinkohlenformation. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, S. 447—460.

gegen Ost geneigt sind. Dieses ziemlich flache Ostfallen bleibt fast über die ganze Breite der Furche auch in der nördlichen Erstreckung herrschend, aber am Ostrande erheben sich ganz unvermittelt neuerdings die aus Devon und Culm bestehenden Grundconglomerate mit steilem Westfallen und scheinen sich an den Syenit und an die Kalkklippen anzulehnen. Man beobachtet dieses westliche Einfallen in trefflicher Weise knapp am Rande der östlichen Erhebung, welche die Furche begrenzt, beim Bahnhofe von Mährisch-Kromau, bei Eibenschitz und bei Neslowitz. In der Umgebung von Eichhorn stehen diese harten Conglomeratbänke stellenweise fast senkrecht und schmiegen sich an den benachbarten Devonkalk. Westliches Fallen in einem etwas breiteren Streifen und sonstige Unregelmäßigkeiten der Lagerung haben Reuss und Tausch vom Rande der Furche bei Boskowitz beschrieben. Ebenso fällt nach Tietze das dem Culm angelagerte Rotliegende am Douby-Berge bei Knihnitz steil gegen Westen. Auch weiter im Norden bei Gewitsch, wo ebenfalls fast über die ganze Breite der Furche östliches Fallen herrscht, neigen sich die Schichten nahe dem Ostrande am Proklest und am Hegeberge gegen Westen.

Ohne Zweifel liegt eine bedeutende Verwerfung in der Furche selbst, und zwar nahe an ihrem Ostrande. Am deutlichsten wird das dort, wo schon die schwach ostfallenden höheren, sandigen und schiefrigen Schichten des Perm, die östlichen Liegend-Conglomerate ganz unvermittelt steil ostwärts emporsteigen, wie beim Dorfe Neslowitz und am Fuße der oben genannten Czebinka beim Dorfe Czebin. Die aus Culm und Devon bestehenden Conglomerate, einschließlich der Klippen von Devonkalk, bilden demnach einen langen, schmalen Streifen, der von zwei Verwerfungen begrenzt ist: einer östlichen am Rande des Syenits und einer westlichen am Rande der jüngeren permischen Sandsteine und Schiefer. Freilich ist der Streifen stellenweise sehr verschmälert oder ganz verschwunden, so daß die ostfallenden Permschichten, teilweise von Löß verhüllt, fast bis an den Syenit herantreten. In jedem Falle steigt das Terrain, ob Liegend-Conglomerat oder Syenit, an der Grenze dieser Hangendschiefer in einer auffallenden Stufe empor.

Südlich vom Dorfe Tetschitz bei Rossitz aber liegt die östliche Verwerfung nicht mehr zwischen Devonkalk und Syenit, sondern zwischen Devonkalk und Rotliegendem; in einem Steinbruche beim Dorfe Neslowitz sieht man eine deutliche Verwerfung zwischen dem Grundconglomerat und verwitterten Schiefern (Culm?) aufgeschlossen. Der Kalk klebt hier unmittelbar am Eruptivgesteine und wird stellenweise sogar von diesem umschlossen und von pegmatitischen Gängen durchsetzt. Wo Kalkaufbrüche auf der Strecke von Tetschitz über Neslowitz bis in die Nähe von Eibenschitz vorhanden sind, zeigen sie hochgradige Veränderung durch den eruptiven Kontakt und sind größtenteils in Kalksilikathornfels verwandelt.[1]) Die Zugehörigkeit dieser Kalke zum Devon läßt sich wohl nicht mit vollster

[1]) Verh. d. geolog. Reichsanstalt, 1900, S. 374.

Sicherheit beweisen, da bei der weitgehenden Umwandlung Fossilreste nicht zu erwarten sind; sie bleibt aber nach der ganzen Lage in der Fortsetzung der fossilführenden Kalke von Eichhorn gewiß sehr wahrscheinlich und so kann an dem nachdevonischen Alter der Brünner Eruptivmasse kaum gezweifelt werden.[1]) Die Gesteine dieses Eruptivstockes sind vollkommen verschieden von den Granitstöcken im Westen und können nicht zum südlichen Urgebirge gerechnet werden. Am nächsten liegt der Vergleich mit den Eruptivstöcken, welche weiter im Norden den kristallinischen Zonen der Sudeten eingelagert sind, dem Granit von Friedeberg und dem Syenit von Reichenstein, von denen der letztere die vermutlich silurischen Sedimente von Wartha im Kontakte verändert hat.

Wie Tietze sehr richtig bemerkt, wird die Grenze des Rotliegenden gegen die Nachbargesteine keineswegs überall durch Verwerfungen bestimmt und namentlich an der Westgrenze wird eine unmittelbare Auflagerung der Conglomerate auf das Urgebirge häufig beobachtet. Die Rotliegend-Sedimente haben sich anscheinend zugleich mit der absinkenden Gneisscholle, der sie auflagern, zu der Verwerfung geneigt, welche die Furche nahe ihrem Ostrande durchzieht; die mehr oder weniger steile Schichtstellung hat nun einen breiteren Streifen von Rotliegendem vor der Abtragung bewahrt, welcher der weitaus größte Teil der Permsedimente im Innern der böhmischen Masse zum Opfer gefallen ist. Nach dieser Auffassung bildet das Rotliegende im südlichen Teile der Boskowitzer Furche das freilich viel ausgedehntere Gegenstück zu der Permscholle, welche weit im Westen bei Erbendorf in Bayern knapp an der Fichtelgebirgs-Randspalte in geneigter Stellung dem Urgebirge angelagert ist, nur mit dem Unterschiede, daß dort die ungestörte mesozoische Tafel, hier aber die gefalteten paläozoischen Gesteine der Sudeten dem Bruche vorgelagert sind.

Verfolgen wir die Furche vom Syenitende bei Knihnitz nordwärts, so müssen wir in erster Linie die neuere ausführliche Beschreibung von Tietze zu Rate ziehen. Das Bild scheint hier im allgemeinen weniger einfach und übersichtlich zu sein, und zwar hauptsächlich infolge zweier Umstände: erstens, infolge des Eingreifens der Kreide und der Tertiärbildungen, welches sich zum Teil schon im Süden bei Tischnowitz bis Blansko und Boskowitz bemerkbar macht und Stücke des Randes und Teile der Furche der Beobachtung entzieht und zweitens infolge des Hinzutretens neuer Störungen, welche die Furche in parallele Depressionen zerteilen und Inseln älterer Gesteine, als Horste, zwischen dem Rotliegenden abgrenzen.

Von Knihnitz und Lettowitz setzt sich die Furche nordwärts über Gewitsch fort und bricht dann ziemlich plötzlich ab an dem Phyllitrücken des Dubrawitzberges bei Neu-Turnau. Dieses Stück der Furche ist zum großen Teile mit tertiären Sedimenten ausgefüllt und heißt die kleine Hanna. Noch immer herrscht, so wie im Süden fast über die ganze Breite der Furche

[1]) Bezüglich der von vielen Forschern gehegten gegenteiligen Ansicht s. vor allem E. Tietze. Die geogn. Verhältnisse von Landskron etc. S. 341—357.

östliches Einfallen der Rotliegendschichten und nur nahe am Ostrande macht sich wieder stellenweise eine steile Aufschleppung mit westlichem Fallen bemerkbar. Nordöstlich von Gewitsch beim Horkaberge und in der Nähe des Netztales vollzieht der Ostrand eine plötzliche Wendung aus der nordnordöstlichen in die nordnordwestliche Richtung. Auffallende Störungen in den alten Schiefern und im Culm, welche hier an den stumpfen Winkel unmittelbar anschließen, stehen vielleicht mit dieser Wendung im Zusammenhange, indem vielleicht die Randbrüche in das alte Gebirge übergreifen und Schollen desselben verschoben haben.

Der Streifen von Rotliegendem, welcher den Steilabfall des Hornberges und des Schönhengst über Krönau und Kunzendorf begleitet und sich bis an die Granite bei Pottenstein erstreckt, liegt nicht in der Fortsetzung der kleinen Hanna; sein südliches Ende bei Krönau ist von dieser abgetrennt durch einen Rücken älterer Gesteine, welcher zum großen Teile von Kreide verhüllt ist. Amphibolite und Serpentine bei Lettowitz, Phyllite bei Raubanin, Culm und Phyllit am Kohlberge bei Mollein, alte Grauwacken am Hussakberge und am Spálený Vrch bilden diese eigentümliche Brücke, welche in schiefem Winkel den gesamten Rotliegendstreifen durchquert. Tietze hat sie als den Molleiner Horst bezeichnet, im Osten verwächst sie mit dem erwähnten Dubrawitzberge, der die kleine Hanna abschließt.

In dem auf diese Weise abgetrennten nördlichen Teile der Furche wird die Westgrenze des Rotliegenden ausschließlich vom Steilrande der Kreide gebildet; es läßt sich deshalb nicht mit Sicherheit bestimmen, in welcher Breite hier die Sedimente von der vorcretacischen Abrosion bewahrt geblieben sind. Noch ziemlich weit im Westen sind sie bei Klopota an der Stillen Adler unterhalb Wildenschwert aufgeschlossen, und zwar in Verbindung mit Porphyr, der sonst in der ganzen Erstreckung der Boskowitzer Furche fehlt. Sie sind hier bereits sehr wenig mächtig und es kommt auch bald Gneis unter der Kreide zum Vorscheine, so daß man annehmen kann, daß man sich hier bereits am äußersten Westrande des sehr verbreiterten Streifens befindet.

Die wahre Fortsetzung der kleinen Hanna jenseits des Dubrawitzberges bei Neu-Turnau bildet eine zweite Depression, parallel der eben erwähnten Furche von Krönau. Sie ist von dieser im Süden durch die nördlichsten Ausläufer des Molleiner Horstes, die Phyllitrücken des Eichwaldes und des Goldberges bei Mährisch-Trübau abgetrennt. In ihr liegen die Orte Dittersdorf und Triebendorf und bei der Stadt Landskron wird sie von der Sazau durchströmt. Ihre Ausfüllung besteht nach Tietze aus einer breiten Kreidesynklinale; nur im Norden östlich von Rotwasser sind Spuren von Rotliegendem bemerkt worden. Vermutlich hat man es hier mit einer zweiten jüngeren Senkung zu tun und der Vergleich liegt nahe mit dem südlichen verschmälerten Ende der Neisse-Senke, welches fast bis in diese Gegend, bis Schildberg nordöstlich von Landskron, hereinstreicht.

Wie oben gesagt wurde, ist die erste Anlage des großen Bruches zwischen Sudeten und Urgebirge vorpermisch. Von späteren Störungen geben die geneigten Schichten und die Verwerfungen im Rotliegenden Zeugnis, überdies sind Anzeichen vorhanden, daß die Bewegungen auch noch in nachcretacischer Zeit fortgedauert haben. Bei Kunzendorf unweit Mährisch-Trübau hat Tietze an einigen Punkten mitten im Rotliegenden der Furche spärliche Reste von Pläner nachgewiesen; sie liegen etwa 150 *m* tiefer als der Pläner der ungestörten oder sehr flach gegen West geneigten Kreidetafel, welche am Schönhengst und am Rothügel zur Rotliegendmulde abbricht, nur in 400 *m* Seehöhe, während das Rotliegende unter dem Steilrande bis über 500 *m* ansteigt. Weiter im Süden, am Hornberge nordöstlich von Brüsau, hat bereits Reuss an einem damals im Abbaue befindlichen, cenomanen Braunkohlenflötze eine steile Flexur beobachtet.

Vor allem ist aber hier eine lange Flexur der Kreide zu erwähnen, welche aus der Gegend von Wildenschwert über Böhmisch-Trübau und Schirmdorf gegen Zwittau verläuft; südlich von Zwittau bei Mährisch-Rotmühl scheinen sich Verwerfungen einzustellen. Diese Flexur begleitet den Westrand einer langen Depression, welche im Gegensatz zur Rotliegendfurche der Länge nach von zwei Flußläufen durchzogen ist; gegen Süden fließt die Zwittawa und gegen Norden die Trübe, bei den Teichen von Abtsdorf liegt die Wasserscheide innerhalb dieser flachen Einsenkung, deren Parallelismus mit dem nördlichen Teile der Boskowitzer Furche sehr in die Augen fällt. Sie scheint ein Gegenstück zu sein zu der Kreidesenkung von Landskron, welche die Boskowitzer Furche im Osten begleitet.

Als Reste einer einstmals weit verbreiteten Decke liegen einige Lappen des mittleren und oberen Jura in der Gegend Olomutschan und Ruditz bei Blansko und bilden bei Brünn drei kleinere Hügel, den Julienfelder Berg, den Lateiner Berg und die Schwedenschanze.[1] Der ausgedehnteste der Lappen legt sich bei Olomutschan ungestört quer über die Grenze von Syenit und Kalk, es zeigt sich somit, daß die Störung, welche diese beiden Gesteine trennt, schon während des Jura in derselben Weise wie heute bestanden hat. Unmittelbar auf dem Syenit liegen bei Olomutschan graue und gelbe Kalke mit Trümmern des Syenits;[2] sie gehen bald in Crinoidenkalke über; diese bilden den obersten Dogger, dann die untere Oxfordstufe in Form von Sandsteinen mit mergeligen Zwischenlagen und gelblichen, kieseligen Kalksteinen. Dagegen greift das obere Oxfordien (Ruditzer Schichten) über die älteren Sedimente hinaus gegen Osten, legt sich unmittelbar auf den Devonkalk und füllt seine vorjurassischen Klüfte und Dolinen. In zweierlei Hinsicht haben die Ablagerungen dieser Stufe technische Verwertung gefunden, die Ansammlungen von Eisenerzen, die besonders in den tiefsten

[1]) V. Uhlig. Die Jurabildungen in der Umgebung von Brünn. Geolog. und paläontolog. bearbeitet. — Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns, Bd. I, Wien 1881, S. 111—182.

[2]) Tausch. l. c. S. 381.

Spalten des Devon angereichert sind, haben die Eisenindustrie in der Umgebung von Blansko ins Leben gerufen. Die Eisengruben sind gegenwärtig sämtlich aufgelassen; dagegen finden die „Ruditzer Tone“ aus dem Hangenden der Stufe sowohl in den Tonwarenfabriken der näheren Umgebung als auch in entfernteren Teilen von Mähren noch große Verwertung. In der Nähe von Brünn sind nur die Kalke dieser höheren Stufe des Jura vertreten und die Kalke der Schwedenschanze im besonderen sind nach Uhlig vielleicht schon der Kimmeridgestufe zuzurechnen.[1])

An vielen Stellen hat das miocäne Meer tief in die Boskowitzer Furche eingegriffen und die fossilführenden Sande und Tegel bei Mährisch-Kromau, bei Eibenschitz, dann bei Tischnowitz und Boskowitz und dann viel weiter im Norden in der Umgebung von Abtsdorf und nördlich von Landskron, ja selbst noch jenseits der Wasserscheide gegen die Elbe bei Schirmdorf südlich von Böhmisch-Trübau und bei Wildenschwert an der Stillen Adler beweisen, daß sowohl die Hauptfurche als auch ihre östlichen und westlichen Begleiter bereits vor der mittleren Tertiärzeit, wenigstens teilweise als Vertiefung bestanden haben[2]) und daß auch die weitgehende Zerstückelung der transgredierenden Kreidedecke und auch die Bildung des auffallenden Steilrandes am Schönhengst der Hauptsache nach von vormiocänem Alter sind. An mehreren Punkten, bei Knihnitz, bei Opatowitz und bei Turnau, wurden bei Brunnenbohrungen mehr als 100 *m*, bei Mährisch-Trübau selbst 192 *m* miocänen Tegels durchstoßen. Man ersieht, daß die vormiocäne Erosion auch im Untergrunde der Kreide bereits tiefe, und wie es scheint, recht steilwandige Ausfurchungen geschaffen hatte, ähnlich wie das über dem Kohlengebirge bei Ostrau der Fall gewesen ist. In die Senkung zwischen dem südlichen Urgebirge und den Sudeten ist demnach das Meer der Kreideformation von Norden und das miocäne Meer von Süden aus eingedrungen. Bei der bedeutenden Höhenlage einzelner miocäner Vorkommnisse (Laschanek bis Blansko 470 *m* und Wigstadtl in Schlesien 480 *m*) und bei deren Auftreten noch jenseits der Wasserscheide bei Wildenschwert, ist es befremdend, daß noch weiter im Norden im Elbegebiete miocäne Sedimente bisher völlig unbekannt sind.[3])

Überblickt man noch einmal das über die Boskowitzer Furche und seine Umgebung Gesagte, so verdienen die folgenden Punkte besonders hervorgehoben zu werden. Der Streifen von Rotliegenden ist im ganzen durch die Senkungserscheinungen am Ostrande des Urgebirges von der Abtragung bewahrt geblieben und kann den Rotliegendspuren verglichen werden, welche im Westen der böhmischen Masse an mehreren Stellen die fränkischen Brüche begleiten. Im Norden ist die Breite des Rotliegendstreifens, wegen teilweiser Überdeckung durch die Kreide, schwer abzuschätzen;

---

[1]) l. c. S. 140.

[2]) J. Procháska. Ein Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Miocängebietes der Umgebung von Mährisch-Trübau.

[3]) Tietze. l. c. S. 702.

die Hauptdepression ist dort von parallelen Senkungen begleitet und zu den Begleitern können noch weiter im Norden auch die Störungen bei Pottenstein und südöstlich von Josefstadt gerechnet werden, welche zu der großen Flexur von Eisenstadt und Liebenau hinüberführen (S. 250). Zwischen Lettowitz und Mährisch-Trübau wird die Hauptfurche durch einen schräggestellten Horst alter Schiefer in zwei Furchen zerteilt, welche einander ablösen. In dem südlichen Teile der Furche nimmt man wahr, daß dieselbe nicht einen Graben im vollsten Sinne darstellt, sondern daß das Rotliegende im Westen häufig dem Urgebirge auflagert, daß aber nahe am Ostrande und am Ostrande selbst, begrenzende Längsverwerfungen sehr deutlich hervortreten. Die Brünner Eruptivmasse steht mit der Bruchzone nicht in unmittelbarem Zusammenhange; sie stellt wahrscheinlich einen Aufbruch innerhalb der Sudeten dar und ist sowohl an den Rändern, als in ihrem Innern von späteren Brüchen begleitet. Die Kontakterscheinungen an den Kalken von Tetschitz und Neslowitz lassen auf ihr nachdevonisches Alter schließen. Als südlichste Ausläufer der Brünner Eruptivmasse können mit großer Wahrscheinlichkeit die Granite von Eggenburg und Meissau gelten und vielleicht ist diesen auch noch der sehr entlegene Granitaufbruch vom Waschberge bei Stockerau zu vergleichen (S. 18).

Die Anlage der großen Störungszone, welche die Boskowitzer Furche darstellt, fällt in die vorpermische Zeit; damals bereits befand sich hier die scharfe Grenzlinie zwischen den sudetischen Sedimenten des Culm und Devon und den Gesteinen des südlichen Urgebirges. Die Brünner Eruptivmasse ist erst infolge nachpermischer Abtragung an die Oberfläche gelangt. Sie liegt noch ganz innerhalb der Sudeten, denn im Norden bei Deutsch-Knihnitz wird sie vom Culm übermantelt, ein zerrissener Saum von Devonkalk begleitet ihren Westrand und weit im Süden bei Mißlitz und Hosterlitz erscheint nochmals ein kleiner Streifen von Culm, begleitet von Devonkalk, knapp am Rande des Urgebirges.

Landschaft und Eiszeit in den Sudeten.

Auf die reichere landschaftliche Gliederung der sudetischen Gebiete, als einer Folge der weitgehenden tektonischen Zerstückelung wurde bereits oben hingewiesen. Man trifft hier die größten landschaftlichen Gegensätze, welche die böhmische Masse überhaupt darbietet; die tiefsten Strecken, in denen die Elbe alte Schiefer und Granite unter der Kreidedecke anschneidet, können hieher gerechnet werden und auch die höchsten Erhebungen im Riesengebirge fallen ihnen zu. Neben den am dichtesten bevölkerten fast ebenen Landstrichen, befindet sich ein gipfelreicher Gebirgsstock aus Granit und Schiefer mit alten Gletscherspuren und Resten der nordischen Flora; neben den Kämmen und den tief eingesenkten flachen Mulden mit Gesteinen des Carbon und des Rotliegenden, die hochgelegenen Kreidetafeln mit ihren bezeichnenden Felsformen; an die kammartigen Höhenzüge und an die breiten Waldberge der mittleren und östlichen Sudeten schließen

sich weiter im Süden Landstriche, in denen die flachhügelige und plateauartige Oberfläche des südlichen Urgebirges und des Erzgebirges wiederkehrt; sie sind unterbrochen durch einen schmalen Kalkstreifen, in welchem das Karstphänomen in trefflicher Weise zur Entwicklung gelangt ist; hier erscheint auch der sonst wenig verbreitete Löß stellenweise in großer Mächtigkeit als landschaftliche Eigenart. Selbst ein Teil der nördlichen Ebene, so weit die älteren Vorberge und Kuppen ausgestreut sind, und die ganz flachen Landstriche von Nordmähren und Preußisch-Schlesien müssen hiehergerechnet werden. Dem Gebiete fehlen die berühmten Heilquellen der nordwestlichen Umrandung, aber zahlreiche kleinere Kurorte ziehen Nutzen aus der landschaftlichen Schönheit und die im Vergleiche mit dem Erzgebirge spärliche Erzführung, wird in dem Sudetengebirge reichlich aufgewogen durch die Steinkohlenschätze des Schatzlar-Waldenburger Gebietes und vor allem der nordmährischen und oberschlesischen Flötze.

Wer vom böhmischen Mittelgebirge über Kreibitz und Haida nordostwärts wandert, hindurch zwischen den zahlreichen Kegeln von Basalt und Phonolith und deren letzten und höchsten, die Lausche (791 *m*), ersteigt, erblickt vor sich ein reiches, dichtbevölkertes Hügelland. So emsig breiten sich längs der Täler die Ortschaften aus, daß trotz des zackigen Laufes der Reichsgrenzen in Warnsdorf und in Rumburg und selbst in Zittau und, auf einer andern Seite, in Georgswalde und in Ebersbach Haus an Haus reichen, als wäre alles nur eine einzige große Stadt mit einem Netz von langen, lockeren Straßen. Was am meisten überrascht, ist, daß die Aussicht vom Kreiderande gegen Nord wohl viele vereinzelte granitische und basaltische Hügel, auch längere Aufschlüsse des alten Gebirges in der Talfurche der Görlitzer Neiße, aber gar keinen zusammenhängenden Höhenzug erkennen läßt, den man als das Lausitzer Gebirge im orographischen Sinne bezeichnen möchte. Könnten wir uns noch über den Gipfel der Lausche erheben und noch weitere Aussicht gewinnen, so würde das Auge das weite Flußgebiet der Görlitzer Neiße überschauen und an den beiden Seiten der Landschaft würden wir zwei Gebäude erblicken, welche den größten denkbaren Gegensatz der Erinnerungen erwecken, zu unserer Rechten über Säulenbasalt, das Herzogschloß von Friedland welches alle Schrecken des Dreißigjährigen Krieges wachruft und weit zur Linken, in einer grünen Talmulde den Tempel von Herrenhut mit seinem breiten weißen Kuppeldache, seinen Blumengärten und der Kolonie Friedental. Aber ein zusammenhängendes Gebirge ist nicht sichtbar, auch nicht bis zu den Granithügeln des vieltürmigen Görlitz.

Nur gegen den Osten, gegen den Kornbacher Sattel, sieht man von der Lausche aus einen waldigen Rücken fortlaufen, dem die Reichsgrenze folgt: in der Nähe den Hochwald (748 *m*) und in der blauen Ferne die zarte Kontur des Jeschken. Der näher liegende Kamm besteht jedoch, wie bereits mehrmals erwähnt wurde, in seinen höheren Teilen aus tertiären Eruptivgesteinen über der Kreide und auch der kubische Fels von Quader-

sandstein, welcher die Reste der Abtei Oybin (519 *m*) trägt, ist noch ein Teil des böhmischen Kreidegebirges.

Breit und flach ist der Paß (391 *m*), über welchen die schöne Straße von Pankratz nach Grottau und Kratzau führt. Aber schon hier heben sich die älteren Schiefer allmählich heraus, drängen den Kreidesaum an den Südfuß des Gebirges und steigen rasch an zum Kamme des Jeschken. In wenigen Stunden erreicht man von Reichenberg aufsteigend die Paßhöhe, das „Ausgespann“, wo die in weit ausgreifenden Serpentinen durch den Wald ansteigende Straße aus der Mulde zwischen Jeschken und Isergebirge hinüberführt in die Ebene. Ansteigend kann man stets zurückblicken auf die bunten Häusergruppen dieser bedeutendsten deutschen Stadt Böhmens, an welche ringsum die Vororte mit ihren zahlreichen Fabriken ohne wahrnehmbare Trennung angeschlossen sind. Jenseits der Mulde erhebt sich die breite, bewaldete Granitmasse des Isergebirges.

Wie ganz anders als im Böhmerwalde ist die Stimmung, welche der Anblick dieser nördlichen Umwallungsteile erweckt. Während dort der Beschauer in das Innere der Berge vordringen muß, um des Anblickes der höheren Gipfel teilhaftig zu werden, kann er sich hier frei vor die Höhenzüge stellen, die über das Neißetal emporsteigen; jenseits des Isergebirges sieht er die Schneekoppe sich erheben. Im Böhmerwalde umfängt den Beschauer einsame Waldesstille, hier oben begleitet ihn der Nachhall des Fabrikslärmes und der Eisenbahnen noch in bedeutende Höhen. Dort überzieht einförmiger dunkler Nadelholzbestand die alten Bergriesen, während hier prächtige Laubwälder die tieferen Gehänge bekleiden und besonders im Herbste in überraschend bunten Farben prangen. Gegen Norden schweift der Blick über die flachen Gegenden von Grottau und Kratzau, wo zahlreiche Ortschaften als helle Streifen aus der blauen Ferne herüberleuchten und an klaren Tagen sieht man sogar die basaltische Landeskrone bei Görlitz.

Begibt man sich um den Fuß des Gebirges über Einsiedel und Dittersbach nach Friedland, so erblickt man im Osten, über weniger hohen Vorbergen aufragend den bewaldeten und flach gerundeten Dom der Tafelfichte (1122 *m*), den höchsten Punkt des Isergebirges, von dem im Süden durch das breite Wittigtal die anderen ähnlichen Gipfel des Gebirgsstockes (Taubenhaus 1069 *m*, Mittagsberg) getrennt sind. Von Friedland her ziehen sich die Ortschaften in einer ununterbrochenen Reihe in der breiten Talmulde aufwärts bis tief in das Gebirge, wo der geschlossene Wald bis an den Bach heranreicht. Die südlichen Nebenbäche kommen durch kurze und engfelsige Schluchten über Granitblockwerk zur Wittig herunter.

Den prächtigsten Blick auf den gewaltigen Granitstock des Riesengebirges gewinnt man aber von Norden, von den kleineren Höhen in der breiten Talweitung von Hirschberg und Warmbrunn. Über die sanfteren Gehänge des Vordergrundes sind zahlreiche freundliche Villenorte weithin verstreut und ziehen durch die Täler aufwärts; da und dort drängt ein Granitvorsprung näher heran; einer von diesen trägt die weithin sichtbaren

Burgreste des Kynast. Im Hintergrunde entrollt sich das wundervolle Panorama von Glocken und domförmigen Bergen; zur Rechten beginnt es allmählich ansteigend mit dem höheren Gipfel des Hohen Rades (1506 *m*) und zur Linken findet der Hauptkamm einen Abschluß mit der alles beherrschenden Schneekoppe; daran schließt sich noch nach einer ebenen Staffel der niedrigere Schmiedeberger Kamm.

Beim Vergleiche der beiden Haupterhebungen der Umrandung, des Riesengebirges und des Böhmerwaldes, ist zunächst die Ähnlichkeit der Gesteine zu betonen, welche den größten Teil der beiden Massengebirge zusammensetzen, nämlich des grobkörnigen Granits. Die Verwandtschaft äußert sich auch in den rundblockigen Verwitterungsformen; die Felsgruppen der Mädelsteine und Mannsteine und andere Stellen des Riesengebirgskammes sind Wiederholungen der übereinander geschichteten sackförmigen Blöcke des Kammes zwischen Dreisesselberg und Plöckenstein; wie im Böhmerwalde trifft man auch in den Wäldern des Isergebirges manchmal unverhofft auf die im Walde verborgenen gerundeten Granitfelsen und Blöcke. Häufiger als im Böhmerwalde und im südlichen Granitstocke überhaupt findet man an der Oberfläche der Blöcke und Felsen gerundete, oft fast kreisförmige oder auch elliptische Vertiefungen, welche auch sehr tief ausgebohrt sein können; man hat sie ursprünglich, ebenso wie in Niederösterreich, als Opfersteine aus einer vorhistorischen Zeit gedeutet; ja selbst als Riesentöpfe, durch eine ausgedehnte Vereisung des ganzen Gebirges erzeugt, wurden sie angesehen; sie sind ebenso wie in den österreichischen Granitgebieten, nur durch Verwitterung unter dem Einflusse des Regenwassers entstanden.

Riesengebirge und Böhmerwald haben überdies die regellose Anordnung und die gerundete Form der Gipfel miteinander gemein. An Reichtum der Formen in den Einzelheiten, an Reiz und Abwechslung sowie auch der Talbilder mit ihrem Schmuck von schäumenden, oft durch enge Schluchten oder über steile Felsen niederstürzenden Wassern übertrifft das Riesengebirge, dessen ganze Herrlichkeit man in wenigen Tagen mühelos durchwandern kann, die viel ausgedehnteren Böhmerwaldgebiete mit ihren überall gleichmäßig ernsten Bergformen. Man wird nicht fehlgehen, wenn man den Hauptanteil an diesem Vorzuge, auch vor den östlichen niedrigeren Sudeten, der Einwirkung der diluvialen Vergletscherung zuschreibt, welche hier eine ungleich größere Rolle gespielt hat als im Böhmerwalde und deren Spuren man in den Schotterterrassen an den Talausgängen, in den Blockanhäufungen der oberen Talgründe und in den Felsennischen und kleinen Stauseen knapp unter der Gipfelregion auffinden kann.

Das Riesengebirge bildet mit dem Isergebirge einen länglichen Gebirgsstock, bestehend aus einer Gruppe von wenig gegliederten breiten Kämmen. In einem wenig eingesenkten Sattel (871 *m*) entspringt die Iser und trennt, südwärts fließend, das eigentliche Isergebirge (Sieghübel 1120 *m*) von dem Hohen Iserkamme mit der Tafelfichte (1122 *m*) und dem eigentlichen Riesen-

gebirge. Die letzteren beiden sind durch das Längstal des Großen Zacken bei Schreiberhau voneinander getrennt. Etwa von der Mitte des Hauptkammes des Riesengebirges strömt erst gegen Südost, dann gegen Süd der Quellbach der Elbe und trennt den Krkonosch (Kesselkoppe 1434 *m*) vom Hauptkamme. An der Mädelwiese ist der Hauptkamm durch eine Einsenkung (1178 *m*) geteilt. Gegen Norden, namentlich gegen den Kessel von Hirschberg, ist sein Abfall steiler und weniger gegliedert; gegen Süden sind ihm niedrigere Rücken vorgelagert (Dreistein 1046, Fuchsberg 1363, Schwarzenberg 1299, Rehorngebirge 1033 *m*).

Im Isergebirge sind bisher noch keine sicheren Gletscherspuren gefunden worden. Die Anzeichen der ehemaligen Vereisung im Riesengebirge hat Partsch aufs gründlichste durchforscht und in sehr anschaulicher Weise geschildert.[1]) Entsprechend der Zweiteilung des Hauptkammes in einen östlichen und einen westlichen Gebirgsflügel, von denen der eine in der Schneekoppe, der andere im Hohen Rade kulminiert, konnte Partsch auch zwei gesonderte Vereisungszentren unterscheiden, die an der Einsenkung bei der Mädelwiese durch ein schmäleres Band von ewigem Schnee verbunden sein mochten; denn die Schneegrenze mochte etwa in 1050 oder 1100 *m* gelegen haben. Der Quellbach der Elbe und das von Osten zuströmende Weißwasser zeigen demnach nur in den höchsten Teilen die Spuren der Gletscher, welche aus dem östlichen und aus dem westlichen Gebiete herabgekommen sind; in den kleineren Bächen, welche von der Senkung südwärts und nordwärts fließen, wurden solche Spuren vergeblich gesucht. In das Tal der Aupa und in seine Seitentäler, den Blaugrund, den Zehgrund und über den Braunkessel haben sich dagegen die mächtigeren Eisströme von der Hochregion der Schneekoppe, des Brunnberges und des Plattenberges ergossen. Im übrigen wird die stärkere Vereisung des Gebirges auf der Südseite allein dem Relief zuzuschreiben sein; das flachere Gehänge gestattete hier größere Anhäufungen von Firnmassen, als der steilere Abfall gegen das Becken von Hirschberg.

Aus dem höchsten Gebiete ergoß sich der längste und am tiefsten hinabreichende Gletscher durch den Riesengrund unterhalb der Schneekoppe in das Aupatal; seine Länge wird von Partsch mit 15 *km* angegeben. Wenn man von Freiheit aufwärts wandert durch dieses längste Tal des Riesengebirges, erst stundenlang durch die nicht endenwollende Ortschaft Marschendorf, vorbei an mancher Fabriksanlage, welche die Wasserkräfte verwertet, dann durch stillere Talstrecken mit den beiderseits immer näher heranrückenden Gneis- und Glimmerschieferfelsen, trifft man erst in Groß-Aupa,

[1]) J. Partsch. Die Gletscher der Vorzeit in den Karpaten und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882, S. 50—104. Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. Herausg. von A. Kirchhoff, Stuttgart 1894, Bd. VIII, Heft 2, S. 103—186. — Der Ausflug des XIII. Deutschen Geographentages zu den Glazialablagerungen des Riesengebirges. Sonderabdruck aus der „Schlesischen Zeitung", Breslau 1901. — S. auch Gürich. Führer in das Riesengebirge, Berlin 1900, S. 168—225.

— ebenfalls ein echtes „Langendorf", dessen Kleinhäuser mit ihren breiten und steilen Holzdächern regellos im Tale zerstreut sind — in der Nähe des bekannten Touristenhauses „zum Petzer" (756 *m*) die ersten Spuren glazialen Geschiebetransports. Bereits hier findet man in einer Höhe von etwa 60 *m* über der Talsohle zahlreiche Granitblöcke verstreut, welche der Gletscher, vielleicht in einer früheren Periode oder während eines vorübergehenden Vorstoßes, hieher gebracht hatte. Eine zusammenhängende Moräne erscheint erst im obersten Teile des Dorfes Groß-Aupa in 810 *m* Meereshöhe, wo das schäumende Wasser des Stumpegrundes einmündet. Die zeitweiligen Hochwässer dieses Seitentales und der Aupa selbst halten hier eine Entblößung in der östlichen Talseite offen, aus welcher ein Gemenge sehr mächtiger Blöcke von Granit, Gneis, Glimmerschiefer und Porphyr hervorblickt; die ganze Talsohle ist mit solchen Blöcken überstreut und am rechten Ufer der Aupa haben die Wegearbeiten das Blockwerk dieser schönen, wohlgeschlossenen Moräne bloßgelegt.

Es ist eigentümlich, daß dieser stärksten und ältesten Moränenentwicklung im Aupatale nur sehr geringe Schotterablagerungen entsprechen; man trifft nur unweit oberhalb Petzer spärliche und recht grobe Schotterbildungen am Gehänge, wenig oberhalb des Flusses; vielleicht sind größere Anhäufungen in dem verhältnismäßig engen Tale wieder gestört worden. Dem zweiten, weniger weit ausgreifenden Gletschervorschube, dessen Stirnmoräne man erst in 894 *m* oberhalb der Einmündung des Blaugrundes antrifft, ist dagegen eine sehr deutliche Schotterterrasse vorgelagert. Sie ist an der Mündung des Stumpegrundes als Auflagerung über den groben Blöcken der älteren Moräne sehr schön aufgeschlossen und zieht sich weiter oben wallartig auch über die westliche Talseite, wo sie vom Bache des Blaugrundes durchschnitten wird. Weiter talaufwärts trifft man noch zweimal auf deutliche Moränenwälle, welche zwei jüngere Vorschübe des Aupagletschers bedeuten und als recht deutliche hügelige Wälle von geringer Höhe sich quer über das Tal legen.

Bald öffnet sich von den seitlichen Gehängen der Blick auf den prächtigen Riesengrund, das kesselförmige Talende, das von den steilen Felswänden der Schneekoppe zur Rechten und des Brunnberges zur Linken gebildet wird. Über die grauen Felsen stürzen als dünne, glänzende Wasserfäden die Quellbäche der Aupa, welche den sumpfigen Wiesen der Hochfläche entsprungen sind. In dem etwa 100 *m* breiten Talgrunde, den zu beiden Seiten sanft gewellte Wiesenflächen säumen, schlängelt sich der Fluß durch wildes und mächtiges Blockwerk, die Breite des Schotterbettes gibt Zeugnis von den häufigen Hochwässern. Hier, wo der hochstämmige Nadelwald dem dichten Gestrüppe der Legföhre Platz macht; kann man auf der rechten Talseite auch eine echte Mure sehen, der Schütt der baumlosen Region, welcher vom Wasser durchdrängt ins Fließen gekommen ist und den Wald bis zum Talgrunde durchrissen hat. Hier gewinnt die Landschaft fast Hochgebirgscharakter und erinnert in vielen Einzelheiten an die

Täler der Alpen. Zur Rechten erhebt sich der kahle und steinige, stumpfe Schieferkegel der Schneekoppe (1603 *m*), der höchste Gipfel in den deutschen Mittelgebirgen.

Schon um die Mitte des XVIII. Jahrhunderts führte der um das österreichische Volksschulwesen hoch verdiente Abt Felbiger von Sagan eine Messung des Gipfels aus und erlangte eine Ziffer die kaum um 4 *m* von der richtigen abweicht. Im Jahre 1786 sandte, wie bereits erwähnt wurde, die böhmische Gesellschaft der Wissenschaften eine eigene Kommission zur Erforschung dieses Gebirges aus und im Jahre 1805 benutzte der königl. preußische General von Lindener die weite Aussicht, welche der Gipfel der Schneekoppe gewährt, um durch Blickfeuer, welche von hieraus zugleich in Prag und in Breslau sichtbar waren, die geographische Lage der Breslauer Sternwarte zu bestimmen.[1]) Allerdings sieht man diese entfernten Punkte nur unter besonders günstigen Umständen; Kořistka, welcher das Panorama einer genauen Analyse unterzogen hat, gibt an, daß die Türme von Breslau nur 8 Winkelgrade rechts von den Friesensteinen über dem Schmiedeberger Kamm, freilich nur selten, am Horizonte erscheinen und daß das östlichste Ende des Weißen Berges bei Prag, der Sandberg, bei sehr klarem Wetter östlich von der breiten Masse des Brunnberges sichtbar wird; im Westen sieht man etwa 8 Winkelgrade rechts vom Hochstein den Basaltgipfel der Landeskrone und unmittelbar darunter die Stadt Görlitz.

Den Vordergrund gegen Westen nimmt der Koppenplan ein und die abgeflachten Höhen des Kammes mit den umliegenden Gipfeln; es ist zum Teile steiniges, oder sumpfiges oder mit undurchdringlichem Knieholz überwachsenes Hochland, zum Teile aber auch von blumenreichen Wiesen bedeckt auf denen der Botaniker die Relikte der Flora einer kälteren Zeit unschwer auffinden kann. Hier waren ehemals die ausgedehntesten Firnmassen ausgebreitet; sie erstreckten sich auch südwärts über den Brunnberg, den Plattenberg und den Fuchsberg, von wo aus sich ein Gletscher durch den Zehgrund und ein zweiter über dem Brunnberg in der Richtung gegen Petzer hinabzog. Der letztere hat die schönste und vollständige Stirnmoräne des Riesengebirges in recht tiefer Lage zurückgelassen. Von beiden Seiten des Tales schließen sich die deutlichen Wälle der Seitenmoränen, zu einer Stirnmoräne zusammen, die in einer recht schmalen Schlucht vom Bache durchrissen wird; den Hintergrund bildet ein karartiger Felsenkessel, genannt der „Kranz."

Am nördlichen Abhange, knapp unter dem Koppenplan, werden die einförmigen Rundformen des Gebirges in sehr anmutiger Weise unterbrochen durch zwei breite Felsennischen; in dem vorliegenden kahlen Granitgebiete breiten sich die kleinen Wasserflächen des großen und kleinen Teiches

[1]) M. Sadebeck. Zwei Vorträge über die Schneekoppe, geh. v. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur., 8°, Breslau 1864, S. 4 u. C. Kořistka. Die Terrainverhältnisse des Iser- und Riesengebirges. Archiv d. naturwiss. Landesdurchf. v. Böhmen II, I. Abt. 1877, S. 41.

aus. Den Abschluß der kleinen Wasserbecken bildet wildes Granitblockwerk, zum Teil von Knieholz überwachsen, aus welchem von den beiden Teichen gespeist, die Quellen der Lomnitz hervorsickern und wenn man von einem erhöhten Punkte das Gebiet überblickt, kann man mehrere deutliche Moränenwälle unterscheiden, die ohne Zweifel zu den jüngsten des Gebirges gehören. In diesen Nischen ist ohne Zweifel noch, nachdem die großen Gletscher des Gebirges geschwunden waren, Firn und Eis haften geblieben. Die Anhäufung der mächtigsten Blöcke in der unmittelbaren Nähe der Teiche, die so wie jene am Plöckensteiner See im Böhmerwalde schon öfter auf einen Bergsturz zurückgeführt worden ist, kann nicht mehr als eigentliche Moräne bezeichnet werden; sie ist eine Sturzmoräne und so wie die Blockwälle der Böhmerwaldseen nicht entstanden durch den Vorschub auf dem Rücken eines Gletschers, sondern durch zeitweiliges Abgleiten der Trümmer von den Wänden des Kars über ein vorliegendes Firnfeld. Die breiten Moränenmassen des oberen Lomnitzgebietes liegen quer über einem Porphyrgange der von der Kirche von Wang heraufziehend den Riesengebirgsgranit durchsetzt; für die Glazialforschung ist dieser Porphyr recht wertvoll gewesen und Partsch hat geschrammte Geschiebe dieses Gesteins noch weit unten in den Gehängen des Lomnitztales nachgewiesen.

Auch im oberen Talgebiete der kleinen Lomnitz, dem Melzergrunde, der am Nordabhange ebenfalls in einer karähnlichen Nische seinen Anfang nimmt, können die Moränen bis auf 960 *m* Seehöhe verfolgt werden, sie reichen bis 25 *m* über das heutige Bachbett; noch weiter unten scheint die Moräne in dem engen, schluchtartigen Tale, bis auf einzelne Blockanhäufungen wieder entfernt worden zu sein. Dagegen ist dem Ausgange des Melzergrundes die schönste und mächtigste Schotterterrasse vorgelagert in Form eines breiten und sehr flachen Schuttkegels. Über seinen östlichen Teil sind die niedlichen Villen des Ortes Wolfshau verstreut. Weiter im Norden gegen Krumhübel auf der rechten Talseite unter dem Rabensteine, sinkt diese Schotterstufe unter eine Kante von anstehendem Granitit; über dieser Kante liegt eine wenig mächtige, noch ältere Schotterschicht. Nach Analogie der für die Alpen gebräuchlichen Bezeichnung nennt Partsch diese Ablagerung „Deckschotter“ und die des breiten Schuttkegels „Hochterrasse“. Auch eine „Niederterrasse“ ist in der tiefen Furche der kleinen Lomnitz, namentlich am rechten Ufer, in wohl erhaltenen Resten kenntlich; sie endigt jedoch früher als die Hochterrasse. Gegenwärtig ist der Bach befreit von der ehemaligen glazialen Geröllbelastung und hat alle seine alten Aufschüttungen bis in den unterliegenden Felsen durchschnitten.

Im westlichen, weniger ausgedehnten Vereisungsgebiete treten wieder die jüngsten Glazialbildungen am stärksten im Relief hervor; es sind die Felsenkessel der Schneegruben am Nordabfalle des Gebirges, ganz entsprechend den Kesseln oberhalb der beiden Teiche im Gebiete der Schneekoppe. Die Schwarze oder Agnetendorfer Schneegrube befindet sich am Nordgehänge der Großen Sturmhaube und der Doppelkessel der großen

und kleinen Schneegrube liegt vor dem Hohen Rade. Aus einer Höhe von 1490—1400 *m* stürzen die größeren Granititwände dieser Kare steil, stellenweise fast senkrecht, zu einem Grunde von 1270—1260 *m*, nahe ihrem Fuße umsäumt von einer Schutthalde, auf welcher einzelne Schneeflecken in der Regel noch bis spät in den Sommer verweilen. Der offenen talwärts gewendeten Seite sind mehrere Moränengürtel vorgelagert; die innersten Wälle mit den allergrößten Blöcken sind vielleicht ebenso wie am kleinen Teiche nur als Sturzmoränen zu deuten. Die einzelnen Wälle werden talwärts undeutlicher und verschwimmen auf längere Strecken in chaotisches, von undurchdringlichem Knieholz überwachsenes Blockwerk, das die Talmulde ausfüllt. Schon innerhalb des Moränenbodens befinden sich zwei kleine Wasserflächen, die Kochelteiche, in denen das weiter oben in das Blockwerk einsickernde Wasser wieder hervortritt; sie sind demnach in Bezug auf ihre Lage nicht vollkommen den Teichen vor der Schneekoppe gleichzustellen. Auch die zur Kochel hinabfließenden Bäche verschwinden zeitweise unter den Moränen und es bleiben an der Oberfläche streckenweise trockene Gerinne sichtbar. Der innerste Grund der Kessel ist jedoch blockfrei; hier war ein schützender Rest der Firnansammlung am längsten verblieben. In der kleinen Schneegrube wird der Granit von einem Basaltgang durchsetzt, welcher eine ähnliche Rolle spielt, wie der Porphyrgang am kleinen Teiche, indem die Basalttrümmer gestatten, den Weg zu verfolgen, welcher die vom kleineren Kessel ausgehende Eiszunge neben jener der großen Grube zeitweilig selbständig beibehalten hat. Auch das westliche Vereisungsgebiet hat mehrere Terrassen in die Gegend von Petersdorf und Warmbrunn vorgeschoben.[1])

Die Eismassen des Riesengebirges lagen als echter Typus einer örtlichen Vergletscherung, als unregelmäßige Sternform oder besser als zweigeteilte Sternform über dem breiten Sockel von Granit und Schiefer. Den Schottermassen, welche die überlasteten Flüsse am schlesischen Fuße des Gebirges niedergelegt haben, kommen von Norden her andere Lehm- und Geschiebemassen entgegen; sie zeigen den Saum der allgemeinen Vergletscherung an, welche mit mächtiger Eisdecke den ganzen Norden Mitteleuropas überzogen hatte. Die Art und Weise, wie sie sich an den Nordrand der böhmischen Masse heranschob, soll nun in Kürze betrachtet werden.

Es wurde bereits erwähnt, daß die nördliche Umrandung der Masse bei Grottau bedeutend erniedrigt ist und daß dort die norddeutsche Braunkohlenformation nach Böhmen hereintritt. Dort ist auch nordisches Geschiebematerial darunter besonders kenntlich durch die Bruchstücke von Feuerstein, welche aus der Zerstörung der weißen Kreide im nördlichen Europa stammen. Slawik hat die Art des Eindringens nach Böhmen an-

[1]) Leppla. Über geologische Untersuchungen im Vorlande des Riesengebirges. Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanstalt, 1898. Nach Leppla sind diese Terrassen jünger als die nordische Grundmoräne.

schaulich beschrieben.[1]) Man sieht geschichtete Lager von Kies und Sand und darüber an einzelnen Stellen den Geschiebelehm. Zumeist liegen diese Anhäufungen an den Gehängen oder auf niedrigen Kuppen zwischen 300 und 380 *m*; sie übersteigen im allgemeinen nicht 400 *m*. Nur bei Warnsdorf führt Hazard den nordischen Geschiebelehm bis 465 *m* an. In der südlichen Lausitz liegt nach Credner die obere Grenze in 407 *m*.

Das große Inland-Eis ist deutlich über Friedland an dem nördlichen Abhang des Isergebirges und in einem zweiten Aste von Zittau nach Grottau und wahrscheinlich auch bis an die Nordseite des Trögelsberges vorgedrungen. Hier begegnet man einer größeren Anhäufung am südlichen Gehänge, welche vielleicht der Ausgangspunkt einer Verschleppung der nordischen Gesteine, insbesondere auch der Feuersteine, durch fließendes Wasser über das Kreidegebiet von Gabel und bis über Böhmisch-Leipa hinab gewesen ist.

Für die östlichen Strecken hat Dathe eine Übersicht geliefert.[2]) Dieser zufolge ist das Eis im östlichen Teile des Isergebirges über Friedeberg bis Flinsberg in 400 *m* vorgedrungen und hat den Hirschberger Kessel zum Teile ausgefüllt. Bei Hermsdorf im Vorlande des Riesengebirges befinden sich Ziegelgruben im Geschiebelehm in 380 *m* Höhe. Weiter im Osten hat das Eis den Paß von Landeshut erreicht und den nördlichen Teil des Eulengebirges überdeckt. Südlich von diesem Gebirge über das paläozoische Gebiet von Wartha gelangte die Eisdecke im heutigen Tale der Glatzer Neiße nach Glatz und sandte von hier einen Arm gegen Nordwest. Die Grenze liegt auch hier zumeist in etwa 400 *m*; aber auf der Wasserscheide des Warthagebirges hat Dathe nordische Blöcke selbst noch in der Höhe von 560 *m* angetroffen.

In der weiteren Umgebung von Troppau finden sich an verschiedenen Punkten, besonders in der Hossnitz genannten Culmlandschaft, Blöcke von nordischem Granit und fossilführendem Silurkalkstein, welche dem Geschiebelehm entstammen.[3])

Noch weiter im Osten, am tiefsten Punkte der europäischen Wasserscheide zwischen Oder und Beczwa (310 *m*) setzten marine Miocänschichten ungehindert vom Wiener Becken in die nördliche Niederung. Dagegen hat Camerlander die eigentümliche Tatsache festgestellt, daß nordische Blöcke 5 *km* von dieser Stelle in beiläufig derselben, noch weiter entfernt aber in

[1]) A. Slawik. Die Ablagerung der Glazialperiode und ihre Ausbreitung in Nordböhmen. Sitzungsber. d. böhm. Ges. d. Wissensch. 1891, S. 231. Der untere Geschiebelehm, welcher in Deutschland unter dem Kies und Sand auftritt, ist aus Böhmen noch nicht bekannt.

[2]) E. Dathe. Das Vordringen des nordischen Inlandeises in die Grafschaft Glatz. Zeitschr. d. deutsch geolog. Ges. 1900, Protok. S. 68—73. — Ders. Zur Kenntnis des Diluviums in der Grafschaft Glatz. Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanstalt XX, 1899, S. 247—265.

[3]) V. Hilber. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 350. — Camerlander. Das. 18 7, S. 270 u. 1888, S. 152.

größeren Höhen (330 *m*) angetroffen werden, aber stets nur auf der Nordseite und niemals südlich von der Wasserscheide und es scheint, daß das Eis diese tiefste Stelle nicht überschritten hat.[1]) TIETZE gibt nördlich der Weichsel in dem Gebiete von Krakau die Höhe des Eises mit mindestens 400 *m*, UHLIG am Nordgehänge der Karpaten mit 400—420 *m* an. Die bis heute vorliegenden Angaben weisen daher auf eine Erniedrigung der großen Eisdecke in der Nähe der heutigen tiefsten Stelle.

In den östlichen Sudeten sind noch keine Gletscherspuren gefunden worden; nur die nordischen Pflanzenarten, welche auch hier auf den höchsten Erhebungen, freilich spärlicher als im Riesengebirge, angetroffen werden,



Fig. 55. Blick auf das obere Marchtal und auf den Spieglitzer Schneeberg von der Höhe oberhalb Rotfloß bei Grulich.

deuten auf einstiges kälteres Klima. Blickt man von der Wiesenhochfläche des Altvater, auf der man den höchsten Punkt (1490 *m*), wenn er nicht gekennzeichnet wäre, nicht sofort auffinden würde, gegen Westen über die Einsenkung des Roten Berg-Passes (1011 *m*) und über die Kuppen des Roten Berges und des Kepernik, so sieht man jenseits der tiefen Furche des Mittelbordwassers das kuppenreiche Gelände recht sanft ansteigen zur breiten bewaldeten Masse des Spieglitzer Schneeberges (1422 *m*). Und ebenso erscheinen, von diesem Gipfel aus gesehen, die Berge des Hohen Gesenkes über dem schönen Tale von Goldenstein als eine Gruppe von Rundformen wohl imponierend durch ihre Breite und Masse, doch in ihrer Gestaltung

[1]) CAMERLANDER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. XV, 1890, S. 213—218.

vielleicht noch ausdrucksloser als die auch sonst nur wenig bewegten Bergformen der höchsten Teile der böhmischen Masse. Die Anziehung der böhmisch-mährischen Sudeten und ihrer viel besuchten kleinen Badeorte beruht auf der Pracht der ausgedehnten Hochwälder, auf der frischen Wald- und Höhenluft und den munteren Wässern, die durch steile und schattige Täler sich abwärts bewegen. Im Gehänge sind Felsformen recht selten und nur auf manchem der höheren Gipfel, wo der Nadelwald schütter wird oder ganz aufhört, wird der Boden steinig und blockreich und die weißen Gneisbänke zeichnen sich in scharfen Umrissen ab vom blauen Himmel.

Wendet man den Blick vom Spieglitzer Schneeberg gegen Westen, so erhält man ein anderes Bild. Hier übersieht man weithin die reizende Senke der Neiße, die sich in das Tal der Steine und die Braunauer Mulde fortsetzt. Zur Linken wird die Niederung begrenzt von einer Reihe von Höhenzügen, man unterscheidet in der Nähe die Rundformen der böhmischen Kämme, dann die Tafel der Heuscheuer und darüber den wenig gewölbten Umriß des Riesengebirges. Zur Rechten der Niederung sieht man das ebenfalls schon sehr entfernte Eulengebirge. Es sind dies die horstartigen Gebirgszüge, welche die Verbindung zwischen den westlichen und den östlichen Sudeten herstellen.

Wieder haben wir Gelegenheit auf den großen Gegensatz hinzuweisen zwischen diesem zerstückelten Gebirge und dem auch orographisch viel einheitlicher gestalteten südlichen Teile der böhmischen Masse, die sich auch deutlich in den Talformen ausspricht, besonders wenn man von den Kämmen der Neiße-Senke und dem westlichen Kreidegebiete oder von ihren südlichen Fortsetzungen, wie z. B. vom Schwarzen Berge bei Grulich die Niederungen überblickt. Dort sahen wir die menschenleeren Talengen und hier ziehen über die breiten Abhänge der Urgebirgsrücken längs der kleineren Wasserläufe die lockeren Häuserreihen gleich aufgelösten Karawanen bergwärts bis zum Waldrande. In den Haupttälern aber liegt noch mancher kleine Badeort oben im Waldgrunde verborgen.

Von den gerundeten Formen der Urgebirgskämme unterscheiden sich sehr deutlich die Kreidetafeln des Gebirges von Adersbach—Wekelsdorf, der Heuscheuer und des Nesselgrundes mit ihren scharfen Kanten und den wildzerrissenen, steilwandigen Schluchten, welche die Felsformen der Sächsischen Schweiz in prächtiger Weise wiederholen. Das Rotliegende dagegen bildet flachere und sanftere Mulden und in der Steinkohlenformation äußert sich deutlich die verschiedene Art der Gesteinszüge in Form recht auffallender Rücken, wie die Züge des Hexenstein (738 *m*) mit den Hexensteinarkosen bei Radowenz; vor allem aber bilden die Ergüsse von Porphyr und Melaphyr recht auffallende Kämme und Stufen zwischen der Braunauer Mulde und der Hohen Eule bei Neurode im Dürren Gebirge (926 *m*) bei Friedland und bis gegen Landeshut. Auch in dem ausgedehnten Rotliegendgebiet von Trautenau, Arnau, Neu-Paka und Semil, welches auf einem Sockel von Urgebirge ruhend eine breite, eine teils plateauförmige, teils hügelige Vorstufe

des Riesengebirges bildet, bestehen die bedeutenderen Erhebungen (Kozakow bei Semil 745 *m*, Wachberg bei Studenetz 630 *m* u. a.) und auch kleinere im Relief hervorstehende Hügel aus den eingelagerten Melaphyren.

Der Blick von der Elisabethöhe (704 *m*) oder der Steinkapelle am Rand des Falkengebirges gegen Braunau (405 *m*) und der vom Kamme des Schönhengst (623 *m*) gegen Mährisch-Trübau (345 *m*) gewähren ganz ähnliche Landschaftsbilder. In beiden Fällen steht man an der Kante des Schichtenkopfes von sanft südwest- oder westfallenden Kreidebildungen und hat den Steilabfall unmittelbar vor sich; über das flache Ackerland des Rotliegenden laufen die Wege und Straßen auf die gegenüberliegende Stadt



Fig. 56. Die Rotliegend-Mulde bei Braunau; im Hintergrunde die Kreidetafel des Falkengebirges.

hin, hinter der in dem einen Falle die Braunauer Porphyrberge in dem andern phyllitische Hügel ansteigen. Wie bereits oben besprochen wurde, sind solche Steilränder eine Eigentümlichkeit der Kreideformation (S. 178), indem senkrecht geklüftete Gesteine durch die wasserführenden Schichten an der Basis unterwaschen werden. Der steilste und höchste Absturz entsteht natürlich an der der Schichtneigung abgekehrten Seite, doch hat Hettner gezeigt, daß auf dieser Seite die Abtragung und das Zurückweichen des Steilrandes am langsamsten vor sich geht, indem hier nur ein sehr geringer Teil des in den Berg gesickerten Wassers zum Austritte kommt. In der Tat bezeugen die miocänen Meeresablagerungen, welche über dem Rotliegenden der Boskowitzer Furche zwischen Kromau und der Gegend von Geyersberg und zugleich knapp vor dem langen Steilrande des

Schönhengstes liegen, daß der Steilrand seit der Tertiärzeit nur sehr wenig zurückgewichen ist (S. 298).

Am Südfuße des Spieglitzer Schneeberges, dieses Knotenpunktes im Relief der östlichen Sudeten, entspringt die March und fließt in einer sanften, bald durch Ortschaften belebten Furche südwärts. Nach auffallend kurzem Laufe, schon oberhalb Hohenstadt, füllt sich das Tal mit breiten Alluvien und ebenso besitzt das hier einmündende Tesstal, in dem die Stadt Mährisch-Schönberg liegt, bereits auf eine lange Strecke einen breiten ausgeebneten Talboden. Auch weiter flußabwärts bei Müglitz verengt sich das Tal nicht mehr bis zu dem Austritte in die ausgedehnte, fruchtbare und städtereiche Ebene von Olmütz, von der oben gesagt wurde, dass ihre Entstehung vermutlich einer vormiocänen Erosion zuzuschreiben ist. Die tiefsten Teile der Ebene liegen in 210 *m*.

Das östlich anschließende Gebiet, einerseits gegen Olmütz zur March und anderseits gegen Leipnik zur Beczwa abfallend, bildet das Odergebirge; als sanft gewellte Culmlandschaft, von Tälern durchschnitten, setzt es sich fast bis zum Rande der Ebene bei Hotzenplotz und Troppau fort. Gegen das Altvatergebirge hin erheben sich etwas höhere, waldige Rücken; gegen die Furche der Oder und Beczwa ist der Abfall ziemlich scharf gezeichnet.

Die breite Tafellandschaft im Westen der Ebene pflegt man als das Plateau von Drahan zu bezeichnen; es liegt etwas über 600 *m* und dacht gegen Südost allmählich bis gegen 400 *m* ab. Im Westen schließt sich unmittelbar ein Streifen von Devonkalk an: der mährische Karst. Die von Osten aus dem Culm kommenden Bäche versinken an der Kalkgrenze in ein ausgedehntes Netz von unterirdischen Höhlen. Die von steilen Kalkwänden flankierten Täler, meist dicht umwachsen, sind still und wasserleer, wie z. B. das dürre Tal und das öde Tal bei Blansko. Noch immer werden neue Höhlenzüge entdeckt, einzelne von ihnen, wie z. B. die Höhle von Sloup, sind mit schönen Tropfsteingebilden geziert und werden von vielen Touristen besucht. Neben zahlreichen kleineren Dolinen befindet sich hier der Felsenschlund Mazocha, welcher von dem Waldplateau zwischen dem öden Tale und dem dürren Tale in sehr steilen, stellenweise fast senkrechten und stellenweise selbst überhängenden Kalkwänden zur Tiefe von 137 *m* plötzlich abstürzt. Es ist der Höhenunterschied des Plateaus über den benachbarten Talgründen, der hier zum Ausdrucke kommt und in der Tiefe des 150 *m* langen und 70 *m* breiten Loches bewegt sich der Punkwabach, der im öden Tale wieder hervortritt.[1])

---

[1]) Aus der reichen Literatur über mährische Höhlen erwähne ich: H. Wankel. Die Slouper Höhle und ihre Vorzeit 1868. Prähistorische Altertümer der mährischen Höhlen 1871. — Bilder aus der mährischen Schweiz und ihrer Vergangenheit 1882. — Makowsky und Rzehak. Führer in das Höhlengebiet von Brünn. — M. Kříž. Der Lauf der unterirdischen Gewässer in den devonischen Kalken Mährens. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 253. — Führer durch das mährische Höhlengebiet 1884. — Die Höhlen in den mährischen Devonkalken und ihre Vorzeit. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 443 u. 1892, S. 463.

Am Westrande des Kalkgebietes treten die Wasserläufe wieder zu Tage und fließen durch die Gesteine der Brünner Eruptivmasse zur Zwittawa. Das Zwittawatal, anfänglich ziemlich breit und flach im Gebiete der Kreide und des Rotliegenden, verengt sich südlich von Boskowitz und wiederholt mit seinen hohen und steilen Waldabhängen in großartiger Weise die im südlichen Urgebirge herrschende Talform. Die Windungen des Flusses vermeidet die Bahnlinie nach Prag in zahlreichen Tunnels durch den Syenit; zur Zeit ihrer Anlage (1844) wurde sie als große technische Leistung bewundert. Etwa 200 *m* über dem Tale dehnt sich das flachhügelige und lehmbedeckte Hochland aus, auf welchem die Ortschaften verstreut sind, hier aber auch auf weite Strecken von schönen Waldungen bedeckt.

Unweit des Austrittes des Flusses aus dem Engtale in die Ebene liegt Brünn, knapp angelehnt an die hügeligen Ausläufer der Eruptivmasse. Hier tritt ein neues Element auffallend im Landschaftsbilde hervor, es ist der während der diluvialen Steppenzeit vom Winde abgelagerte Löß. Von Westen herkommend, trifft man ihn in der Regel erst in bedeutenderer Mächtigkeit, wo das Urgebirge gegen die Rotliegendfurche unter 300 *m* absinkt. Von verschiedener Seite wurde bereits die auffallende Tatsache hervorgehoben, daß der Löß in größerer Mächtigkeit nur die Südost- und Ostabhänge der Berge bedeckt, während an der Westseite fast stets der nackte Fels ansteht. Der feine Lehmstaub hat sich im Windschatten abgelagert und auch heute sind West- und Nordwestwind in Mähren durch den größten Teil des Jahres vorherrschend. Tietze hat die Erscheinung im nördlichen Teile der Boskowitzer Furche und Makowsky in der Umgebung von Brünn beobachtet. In der Umgebung von Rossitz und Eibenschitz macht sich die mächtige Bedeckung, die in steilwandigen Hohlwegen aufgeschlossen ist, für den Geologen in lästiger Weise bemekrbar, indem sie die Formationsgrenzen verhüllt.[1])

Zum Stadtbilde von Brünn, namentlich in seinen südlichen und westlichen Teilen, gehören die 20—30 *m* hohen, senkrechten Lößwände, welche in den großen Ziegeleien am Ost- und Südabhange des Gelben Berges, des Franzensberges und des Roten Berges aufgeschlossen sind. Weiter gegen Süden verhüllt eine zusammenhängende und sehr sanft gegen West geneigte Lößfläche, da und dort in Ziegelgruben aufgerissen, den Abfall der Eruptivmasse gegen das Tertiär bis in die Gegend von Mißlitz; dann erscheint er wieder am Rande des Urgebirges nahe der Donau; wo er die ausgedehnten mit Weingärten bepflanzten Terrassen an der Mündung des Kremstales bildet.

[1]) Tietze. l. c. S. 367 u. S. 409 u. A. Makowsky. Der Löß von Brünn und seine Einschlüsse an diluvialen Tieren und Menschen. Verh. d. naturf. Ver. Brünn, Bd. XXVI, 1888, S. 8.

IX. Abschnitt.

Schluß.

Hauptlinien der Struktur und Erdbeben. — Jüngste Bildungen (Löß, Höhlen, Flußschotter, Torfmoore).

Die höchsten Teile der böhmischen Masse im Böhmerwalde und in den Sudeten, ebenso wie im Erzgebirge bestehen aus den ältesten Gesteinen, aus alten Schiefern, Gneis und Granit; oder mit anderen Worten die stehengebliebenen Horste haben die weitestgehende Abtragung bis auf die innersten Teile des Gebirges erlitten.

Im südlichen Urgebirge sind im allgemeinen noch tiefere Teile der Erdrinde bloßgelegt als im Erzgebirge und im Riesengebirge. In den Gebirgen des Nordsaumes sind noch breite Faltenzüge von Phyllit und paläozoischen Gesteinen mit den Aufwölbungen von altem Gneis und Granulit vergesellschaftet. Die Granitstöcke des Erzgebirges sind in ihren Umrissen ganz unabhängig von dem variscischen Streichen und haben nur in einer schmalen Randzone örtliche Umbiegungen der Schichten verursacht; ähnlich verhält es sich mit dem Granitstocke des Riesengebirges. In beiden Gebirgen berühren Granite und Syenite alte Schiefer, in den Sudeten auch mit paläozoische Gesteine und haben sie im Kontakt verändert. Im südlichen Urgebirge nehmen die Granitstöcke immer mehr zu an Zahl und Ausdehnung, sie stehen nur mehr mit Gneis und mit Glimmerschiefer in Verbindungen. An die Stelle der schmalen undeutlichen Kontaktzonen treten die Übergänge zwischen Gneis und Granit, welche die Abgrenzung unsicher machen. Ausgedehnte Strecken von Cordieritgneis tragen den Charakter von Kontaktgesteinen; die Kontaktmetamorphose und die Regionalmetamorphose scheinen hier ineinander zu verschwimmen. An die Stelle der Zinnsublimationen des Erzgebirges tritt das Gold im südlichen Böhmen. Das einheitliche Streichen ist hier verschwunden und die Gesteinszüge scheinen mit ihren unregelmäßigen Windungen das Bestreben zu haben, sich den Umrissen der Hauptgranitstöcke anzuschmiegen. Die Granite bilden nicht mehr Kuppen und Aufwölbungen in den Faltungszonen, sondern ausgedehnte und unregelmäßige Einlagerungen im Gneis, der ebenso häufig unter dem Granit einfällt als er ihm auflagert. Eine Ausnahme bildet der mittelböhmische Granitstock, dem Inseln von Phyllit und silurische Gesteine aufgelagert sind. Die schmale Kontaktzone dieses Granites an der Grenze gegen das Silur bei Rziczan beweist sein nachsilurisches Alter; sie steht jedoch in einem eigentümlichen Gegensatze zu dem Verhalten des Granits an seiner unregelmäßigen südlichen Grenze zum Gneis.

Es ist bemerkenswert, daß sowohl im Westen als auch im Osten der Übergang des Streichens in dem variscischen Bogen des Riesengebirges und des Erzgebirges sich nicht allmählich, sondern plötzlich vollzieht. Nahe dem Nordende des Böhmerwaldes, an der Linie Hals—Paulusbrunn—Bärnau

macht die nordwestliche Richtung des Streichens plötzlich der nordöstlichen Richtung Platz. (S. 39.) An derselben Linie endigt der böhmische Pfahl und in der Zone von Hornblendgesteinen und Phylliten bei Taus wendet sich ebenfalls rasch das Streichen des Böhmerwaldes zu dem des Erzgebirges, welchem die alten Schiefer und die paläozoischen Sedimente von Mittelböhmen folgen. Die über das Land verstreuten Basaltdurchbrüche reichen nicht bis an das Gebiet des Böhmerwaldstreichens und der Vulkan bei Boden steht auf dem Glimmerschieferzug des Tillenberges, der in tektonischer Hinsicht bereits zum Erzgebirge gerechnet werden muß.

Die östlichen Sudeten, die paläozoischen Gesteine des Niederen Gesenkes sowie die kristallinischen Schiefer des Altvatergebirges und des Spieglitzer Schneeberges vollziehen einen weitausgreifenden, gegen Nordost und gegen Nord streichenden Bogen. An einigen Stellen stößt dieses Streichen winkelig an dasjenige der mittleren Sudeten, das in nordwestlicher Richtung zum Riesengebirge zieht. So dringt die Richtung des böhmischen Kammes weit gegen Südosten vor über Schildberg bis gegen Hohenstadt und schneidet an der Störung von Buschin den nordnordöstlich streichenden Schieferzug des Mittelbordwassers ab (S. 275). Die Nordrichtung des Spieglitzer Schneeberges wird örtlich gestört durch die Eruptivmassen von Friedeberg und Reichenstein, erscheint aber wieder in den Kuppen der Ebene östlich vom Meridiane von Frankenstein. In dem benachbarten Eulengebirge und den vorgelagerten Bergen stellt sich abermals ganz unvermittelt die Nordwestrichtung ein (S. 271).

Daß schon vor Abschluß der Steinkohlenformation die Abtragung des Gebirges bis auf die kristallinischen Schiefergesteine und auf die Granitstöcke vor sich gegangen war, beweisen die weitverbreiteten Reste der obercarbonischen und permischen Landbildungen. Daß aber auch bereits zu dieser Zeit die Zertrümmerung der Faltenzüge begonnen hatte, haben die Verhältnisse am Südende der Boskowitzer Furche gelehrt, dort befand sich schon während der Bildung der Rotliegendsedimente die Grenze zwischen den Gneisen des südlichen Urgebirges und dem Culm und Devon der Sudeten. Weitaus die Mehrzahl der im geologischen Kartenbilde so auffallenden Störungen, wie der Elbbruch und der Erzgebirgsbruch, sind jünger als die Kreide und auch die tertiären Sedimente von Nordwestböhmen haben nicht unbeträchtliche Absenkungen erlitten. Auf die Fortdauer der tektonischen Bewegungen in der Gegenwart scheinen die Erdbeben hinzudeuten, welche im Gebiete der böhmischen Masse nicht selten, wenn auch, soweit sichere geschichtliche Berichte gehen, niemals in zerstörender Heftigkeit auftreten.[1])

Zwar scheint kein Teil der böhmischen Masse von Erdbeben vollkommen verschont zu sein, doch ist kein Zweifel, daß die Erschütterungen in den südlichen Teilen, namentlich im niederösterreichischen und im mährischen

---

[1]) Ältere Daten s. A. Paudler u. F. Hantschel. Die Erdbeben in Böhmen. Mitt. d. Nordböhm. Exkurs.-Klub, Jahrg. XVIII, Dez. 1895, S. 297.

Urgebirge bei weitem seltener und unbedeutender sind als in den von jungen Brüchen zerstückelten nördlichen Randgebirgen.[1]) Unter diesen steht wieder das westliche Erzgebirge und das anschließende Vogtland in erster Linie. Dort sind Punkte einmaliger oder wiederholter Erschütterung bis in die Gegend von Leipzig und ostwärts bis in die Nähe von Dresden in ganz unregelmäßiger Weise verstreut. Eine sehr auffallende Erscheinung sind die Erdbebenschwärme,[2]) welche zu wiederholten Malen das sächsisch-böhmische Grenzgebiet bei Graslitz, Asch und Brambach heimgesucht haben und bei denen man nicht, wie es bei den Erdbebenperioden anderer Gegenden die Regel ist, einen Hauptstoß mit allmählich ausklingendem Nachbeben unterscheiden kann, sondern bei denen stärkere und schwächere Erschütterungen in ganz unregelmäßiger Weise abwechseln. Die Erfahrung hat gelehrt, daß zwei Zentra unterschieden werden können, das eine ist bei Graslitz-Klingenthal und das andere bei Brambach-Asch gelegen. Während der einzelnen Schütterperioden wandern die Stoßpunkte zwischen den beiden Zentren hin und her. In einzelnen Fällen sind die Erschütterungen dieser Gegenden über das ganze Tepler Hochland bis Luditz und ostwärts bis in die Gegend von Tetschen und weit nach Bayern, Sachsen und Thüringen wahrgenommen worden. Man hat diese Erdbeben mit der Zerstücklung des westlichen Erzgebirges durch zahlreiche nordweststreichende Quarzgänge und Erzgänge in Verbindung gebracht.

Andere ebenfalls nicht unbeträchtliche Erdbeben, wie das von Trautenau im Jahre 1883, jenes, welches die Gegend zwischen Niemptsch und Strehlen im Jahre 1895 erschütterte und das von Schwadowitz und Hronow im Jahre 1901 stehen vermutlich mit der Ausbildung des sudetischen Bruchsystems in

[1]) Die zahlreichen nicht autochtonen Erschütterungen, welche sich oft von den Alpen her bis weit nach Böhmen fühlbar gemacht haben, kommen hier natürlich nicht in Betracht. Aus den niederösterreichischen und mährischen Gebieten kenne ich (mit Ausnahme des Erdbebenschwarmes von Litschau 1855) nur wenige, nicht immer verläßliche Angaben. (Krems, 6. Juli 1862. — Krems u. Mautern, 22. Nov. 1862. — Krzizanau, Saar und Brünn, April 1897. Neu-Riegers b. Waidhofen a. d. Thaya, 4. Nov. 1900 u. a.) dagegen wird der Böhmerwald etwas häufiger erschüttert.

[2]) Solche Erdbebenschwärme haben stattgefunden: 1. Jänner bis 5. Februar 1824, 25. Oktober bis 25. November 1897, 1. bis 11. Juli und 18. Juli bis 21. August 1900, 25. Juli bis 31. August 1901, 13. Februar bis 12. März 1903. — J. Knett. Das erzgebirgische Schwarmbeben zu Hartenberg. Prag, Lotos. 1899, Nr. 5. — H. Credner. Das vogtländisch-erzgebirgische Erdbeben vom 23. Nov. 1875. Zeitschr. f. d. ges. Naturwissensch., Halle, Bd. XLVIII, 1876, S. 246. — Die erzgebirgisch-vogtländischen Erdbeben während der Jahre 1878 bis Anfang 1884, ebenda. Bd. LVII, 1884. Ferner mehrere Aufsätze desselben Autors in d. Ber. d. math.-nat. Kl. d. k. sächs. Ges. d. Wissensch., Leipzig 1889, 1898, 1900, 1902 u. 1903. — Becke. Bericht über das Graslitzer Erdbeben vom 24. Okt. bis 25. Nov. 1897, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Bd. 107, (1890), Abteil. 1. — Uhlig. Bericht über die seïsmischen Ereignisse des Jahres 1900 in den deutschen Gebieten Böhmens. Mitt. d. Erdbebenkommision d. k. Akad. d. Wissensch. Wien. Neue Folge Nr. III, 1901, und andere Aufsätze in denselben Mitt. Nr. II—V., VII., X. Eine ähnliche Erscheinung, wenn auch von geringerer Heftigkeit, war das Schwarmbeben der Umgebung von Litschau. 1855. F. Rauscher. Mitt. d. geogr. Ges., V. Jahrg. 1861, S. 34.

Zusammenhang.[1]) Zur selben Gruppe wird man die Detonation rechnen dürfen, welche am 8. April 1898 in gesonderten Beobachtungsbezirken bei Melnik, bei Turnau und Liebenau und bei Groß-Bürglitz am Elbbruche vernommen wurde, und vielleicht auch die wiederholt beobachteten Schallphänomene vom Reichenauer Berge nördlich von Mährisch-Trübau.[2])

Jüngste Bildungen.

Die Brüche haben die Grundlinien des orographischen Baues und auch die charakteristischen Züge des böhmischen Flußnetzes vorgezeichnet (s. S. 20). Die letzte Ausgestaltung erfuhr aber das Relief durch die Wirkung der Atmosphärilien, des Eises und des fließenden Wassers. Es hat sich wiederholt Gelegenheit geboten, auf die Rolle hinzuweisen, welche die verschiedene Festigkeit der Gesteine bei diesem Vorgange spielt.

Während in vormiocäner Zeit im mährisch-schlesischen Randgebiete und in einzelnen Teilen der Boskowitzer Furche tiefe Täler, beträchtlich unter dem gegenwärtigen Meeresspiegel ausgetieft worden waren, konnte das bis über 460 *m* Seehöhe ansteigende miocäne Meer noch nicht in das Innere Böhmens vordringen. Dort wird die Kreidetafel noch vorständiger vorhanden gewesen sein und die Bildung der Elbeniederung fällt in spätere Zeit. Der Lauf der Eger war durch die am Fuße des Erzgebirges aneinander gereihten Seebecken in seiner Hauptrichtung bereits vorgezeichnet.

Während der ganze weite Norden von einer einheitlichen mächtigen Eisdecke überzogen war und die Alpen ihre Gletscher bis an den Rand der Donauniederung vorschoben, befanden sich nur in den höchsten Teilen der böhmischen Masse beschränkte Gebiete dauernder Vereisung. Im Riesengebirge haben die Gletscher formend auf die Täler und Gehänge eingewirkt und die Flüsse der Eiszeit haben Schotterterrassen an seinen Nordabhang vorgeschoben. Im Böhmerwalde sind nur die Nischen mit den kleinen Seen zurückgeblieben und im Erzgebirge ist nur eine einzige Stelle bekannt, die als Eiszeitspur gedeutet werden kann.[3])

---

[1]) G. Laube. Das Erdbeben von Trautenau am 31. Jänner 1883. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXXIII, 1883, S. 331—372. — E. Dathe. Das schlesisch-sudetische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Abh. d. k. geolog. Landesanstalt. Neue Folge, Heft 22, 1897, S. 1—329. — R. Leonhard u. W. Volz. Das mittelschlesische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Jahresber. d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur, Naturwiss. Sektion. Sitzungsber. 10. Juli 1895, Breslau. — J. N. Woldřich. Das nordostböhmische Erdbeben vom 10 Jänner 1901. Mitt. d. Erdbebenkommission d. k. Akad. d. Wissensch. Neue Folge, Nr. VI, 1903.

[2]) J. N. Woldřich. Bericht über die unterirdische Detonation von Melnik in Böhmen vom 8. April 1898. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Bd. CVII, 1898, S. 1179. — E. Tietze. Der Reichenauer Berg und das dortige Detonationsphänomen. In: Geologische Verhältnisse von Landskron etc. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 623.

[3]) Es ist das in Lehm eingebettete Blockwerk einer Moräne, welches durch einen Bahnbau an der Totenhaide bei Schmiedeberg nahe der sächsisch-böhmischen Grenze aufgedeckt wurde. Zwischen den verschiedenartigen Gneis- und Schieferblöcken befinden sich auch solche von Kalkstein mit Schliffen und Schrammen. Laube wies darauf hin, daß der oberhalb gelegene runde Kessel am Ursprung des Wiesentales zwischen dem

Die Geschichte des böhmischen Flußnetzes ist noch nicht geschrieben. Für diesen anregenden Gegenstand werden vielleicht einmal die weithin im Innern der Masse verstreuten Schotter, ihre verschiedene Höhenlage, und ihr Material, Anhaltspunkte liefern. Ein Teil der Schotter im böhmischen Massiv ist höchstwahrscheinlich von tertiärem Alter und in Mähren werden oft Schotter in Wechsellagerung mit tertiärem Sand und Tegel angetroffen. An anderen Stellen liegen sie deutlich unter dem Löß oder unter angeschwemmtem Lehm. Die hochgelegenen Schotter des nördlichen Urgebirges, stellenweise seifengoldführend, wurden bereits erwähnt; Quarz- und Urgebirgsschotter, stellenweise mit verkieselten Hölzern, welche der zerstörten Kreide entstammen, begleiten auf terrassenartigen Hochflächen gelegen, den Beraunfluß bei Tejrzowitz, bei Pürglitz, bei Beraun, bei Hyskov, bei Tetin und Srbsko. Im Erzgebirge liegt Seifenschotter stellenweise unter dem Basalt, doch sind die meisten Seifen am Fuße des Gebirges gewiß jünger. Aus dem Riesengebirge stammende Schottermassen überziehen weite ebene Terrassen des Kreidegebietes von Königgrätz und Jungbunzlau; stellenweise sind sie sehr reich an Halbedelsteinen.

Außer stande alle diese Erscheinungen in ein bestimmtes System zu bringen, beschränken wir uns auf die Betrachtung der Geschichte des Tales der Elbe vor ihrem Austritte aus Böhmen und folgen dabei der Beschreibung, welche Hibsch geliefert hat, und welche im besten Einklange steht mit den Erfahrungen der sächsischen Geologen.[1])

Dort lassen sich drei Terrassen unterscheiden. Die Kreide war zur Zeit der großen Ausbreitung des Eises bereits um etwa 300 *m* abgetragen und ihre jüngeren Glieder fehlen. So wie vom Trögelsberge her (S. 308), so hat von den hochliegenden Eismassen bei Warnsdorf und überhaupt aus dem Nordosten eine Ausstreuung von nordischem Sand und Schotter durch Schmelzwässer und Flüsse über dieses abgetragene Kreideplateau stattgefunden. Sie sind kennbar an den Feuersteinen, aber gemengt mit örtlichen Gesteinen. Östlich von Aussig liegen sie in 300—400 *m*, in der Nähe der Elbe bis 270 *m* Seehöhe, d. i. 150—160 *m* über dem gegenwärtigen Spiegel des Flusses. Diese Schotter bilden die erste Terrasse.

Der Fluß vertiefte allmählich sein Bett und die Talgehänge wurden mit den Resten dieser älteren, zum Teil nordischen Anschwemmungen überstreut; etwa 60 *m* über dem heutigen Flusse erhebt sich die mittlere Terrasse; die Auswaschung der Seitentäler hat tiefer in den Untergrund eingegriffen. Gneis, Porphyr und Basalt haben das Material zu einem Sande geliefert, der vorwiegend aus Quarz, vermengt mit Glimmerblättchen, Augit und

---

Fichtelberge, dem Sonnenwirbeljoch und dem Keilberge vielleicht ebenfalls durch Eiswirkung seine Form erhalten haben mag. — Sauer. Sektion. Kupferberg. S. 81. — G. Laube. Glazialspuren im böhmischen Erzgebirge. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 194. — Erzgebirge. Bd. II, 1887, S. 129.

[1]) J. E. Hibsch. Versuch einer Gliederung der Diluvialgebilde im nordböhmischen Elbtale; Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XLIX, 1900, S. 641—648.

Hornblende besteht. Hier findet man das Mammut, das Nashorn, den Edelhirsch und auch Spuren des Menschen. Die dritte Terrasse reicht kaum 20 *m* über den Fluß und wird von den jüngsten Alluvien gebildet. Die Ablagerungen der mittleren Terrasse reichen aber bei Tetschen unter jene der dritten hinab und es ergibt sich hieraus, daß die stärkste Austiefung vor den jüngeren Alluvien stattgefunden hat.

Außerdem trifft man vom Winde abgelagerten Löß mit denselben Säugetieren wie auf der mittleren Terrasse; in den höheren Teilen des Löß erscheinen die Steppentiere. Der Löß scheint jünger zu sein als die mittlere Terrasse, doch wurde hierüber noch keine sichere Entscheidung erlangt.

Die Beobachtungen lassen sich nach Hibsch zu dem folgen Ergebnisse vereinigen:

Während der Tertiärzeit, nach dem Einsinken der großen Kreidetafeln, wird der obere Teil dieser Tafeln abgetragen. Die Flüsse bewegen sich der allgemeinen Abdachung entsprechend gegen Nord. Später breitet sich vom Norden her die große Eismasse aus und erreicht an mehreren Orten im Nordosten die Grenzen des heutigen Böhmens. Sie erhebt sich bis 400 *m* über den heutigen Meeresspiegel, oder noch höher. Der Abzug des Wassers gegen Nord ist gesperrt und die Schmelzwässer des Eises bringen die nordischen Geschiebe südwärts nach Böhmen herein. Mit dem Rückgange des Eises wendet sich der Abfluß wieder gegen Nord und die Täler werden von neuem ausgetieft. Während des Eintrittes eines Steppenklimas ist der Mensch bereits in diesen Gegenden erschienen.

Die Erörterung der verschiedenen klimatischen Schwankungen, welche die große Vereisung unterbrochen haben und ihr nachgefolgt sind, fällt nicht in den Bereich dieser Darstellung; zumal bei den beschränkten Moränenbildungen in den böhmischen Gebirgen die chronologischen Einzelheiten aus den Verhältnissen der Nachbargebiete erschlossen werden müssen. Hier sei nur hervorgehoben, daß die Spuren eines trockenen, steppenartigen Klimas in geologisch junger Zeit über das ganze Gebiet mit besonderer Deutlichkeit hervortreten. Diese Spuren sind verschiedener Art Bald äußert sich das Steppenklima durch das Erscheinen bezeichnender Tiere der Steppe, wie der Saiga-Antilope und der Nager der Steppe,[1]) bald erkennt man die vorwaltende Wirkung des Windes unter den atmosphärischen Einflüssen entweder an den abgeschliffenen Findlingen oder durch die Anhäufung von Löß im östlichen Windschatten der sanften Terrainerhebungen. Vom Winde geschliffene Kantengeschiebe waren seit längerer Zeit aus Sachsen und Preußisch-Schlesien bekannt. Zahalka fand sie am Georgsberge bei Raud-

[1]) J. E. Hibsch. Schädelteile einer Saiga-Antilope aus dem diluvialen Lehm der Umgebung von Tetschen. Neues Jahrb. f. Min. 1898, I, S. 60—63. — Woldřich. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 417.

nitz. Woldřich beschrieb ihr häufiges Vorkommen in der Gegend von Prag und bis in das südliche Böhmen.[1])

Was den Löß betrifft, so ist in früherer Zeit eine scharfe Scheidung von dem durch Verwitterung an Ort und Stelle entstandenem Eluviallehm nicht durchgeführt worden.[2]) Der letztere ist es, der den größten Teil der Ackererde in diesen von der Natur gesegneten Landstrichen bildet. Durch Umschwemmung ist er oft an den Talgehängen, besonders an Flußbiegungen und in den obersten Talmulden in beträchtlicher Mächtigkeit angehäuft. Auch solche Anhäufungen können von relativ hohem Alter sein, wie gelegentliche Funde von *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* erweisen,[3]) doch dürfen sie nicht mit dem auf äolischem Wege und durch seine Struktur, Beschaffenheit und meist auch durch die Farbe wohlunterschiedenem echten Löß verwechselt werden.

Der echte Löß gewinnt, wie bereits erwähnt wurde, erst weiter im Osten, wo sich das Gebirge allmählich zur Boskowitzer Furche absenkt, Verbreitung und große Mächtigkeit. Ihm gehören die oft besprochenen Stationen der Mammutjäger der älteren Steinzeit an, die, sehr reich an wertvollen Funden, bei Krems, an mehreren Punkten bei Brünn und bei Przedmost unweit von Prerau angetroffen worden sind.[4])

An solchen Stellen befinden sich im Löß, zumeist mehrere Meter unter der Oberfläche, dünne Lagen von Aschen und Holzkohle mit zahlreichen Resten von Ren, Elen, Pferd, Wisent, Nashorn, und eine ganz besondere Menge von Resten des Mammut; ferner auch solche vom hocharktischen Moschusochsen und vom Höhlenlöwen und vom diluvialen Wolf, seltener vom Riesenhirsch, von der Höhlenhyäne und vom Höhlenbären. Tausende von Steinsplittern, von Steinwerkzeugen und sonstige Artefakte, ferner auch die Schlagmarken an den Knochen, bezeugen die Anwesenheit des Menschen. Im Löß von Brünn sind überdies Skeletteile des Menschen und Stücke dolichocephaler Schädel mit vorspringendem Augenbrauenbogen gefunden worden.[5])

Die reichsten Beiträge zur Fauna des Diluviums haben aber die Funde in zahlreichen Höhlen geliefert. Unter diesen sind besonders zu nennen das Höhlengebiet im mährischen Devonkalke, die Höhlen im kristallinischen Kalke von Zuzlawitz bei Winterberg im Böhmerwalde, die Höhlen

---

[1]) J. N. Woldřich. Über einige geologisch-aërodynamische Erscheinungen in der Umgebung von Prag; Věstník tschech. Akad. d. Wissensch. 1885, S. 1—20.

[2]) Katzer. Geologie von Böhmen, S. 1444.

[3]) Krejči und Helmhacker. Archiv f. nat. Landesdurchforschung. 1879, Bd. IV, Nr. 2, S. 156. — Želizko. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 345. u. andere Angaben.

[4]) M. Hoernes u. R. Hoernes. Besuch einer neuen diluvialen Fundstelle in Krems. Mitt. d. Anthrop. Ges. Sitzungsber. 1900, S. 156. — J. Steenstrup. Die Mammutjägerstation bei Przedmost in Mähren. Mitt. d. Anthrop. Ges. Wien, 1890. — M. Kržiž. Die Lößlager in Przedmost bei Prerau, ebenda, 1894.

[5]) A. Makowsky. Der Mensch der Diluvialzeit Mährens. In der Festschrift der k. k. technischen Hochschule in Brünn, 1899.

in den paläozoischen Kalken bei Beraun und die Gudenushöhle im niederösterreichischen Waldviertel. Die Fülle von Wirbeltierresten läßt sich in einzelne Gruppen sondern, eine Gruppe mit dem Mammut, dem Rhinozeros, dem Höhlenlöwen und der Höhlenhyäne, eine Gruppe von hochnordischen Tieren mit dem Moschusrinde, dem Vielfraß, dem Lemming und dem Rentiere, eine Gruppe mit alpinen Tieren, wie der Steinbock und der Auerhahn, und eine Gruppe von Steppentieren, wie die Saiga-Antilope und endlich spätdiluviale Weidetiere wie Wisent, Elen, Riesenhirsch, Edelhirsch, Pferd, Luchs und viele andere zum Teile noch lebende Arten, auch von Haustieren, vergesellschaftet mit Resten menschlicher Arbeit, Werkzeugen aus Stein und Knochen und Tongefäßen. Die Gruppen sind durchaus nicht strenge gesondert und die Art der Vergesellschaftung dieser Funde ist Gegenstand besonderer Studien geworden. Hier sind sie das Zeichen wiederholter und tief eingreifender klimatischer Veränderungen, welche seit dem Bestande der Höhlen und seit dem ersten Auftreten des Menschen über das Land gegangen sind.[1])

In allen höheren Teilen der böhmischen Masse, wo die Feuchtigkeit der Berge, der Nebel, der Reichtum an Niederschlägen und das rauhe Klima die entsprechenden Bedingungen darbieten, finden sich Torfmoore.[2]) Die größten Moorflächen gehören dem Böhmerwalde an; sie bilden dort in den höheren Talstrecken und im Waldgebiete der Berge die mit Zwergbirken oder Zwergkiefern überwachsenen Filze, Moorwiesen oder Brüche, aus denen zumeist die Flüsse entspringen. Auch auf dem breiten Rücken des Erzgebirges und im Riesengebirge sind sie sehr verbreitet; im Isergebirge befinden sich ausgedehnte Torfstiche. Spärlicher und weniger ausgedehnt finden sie sich im böhmisch-mährischen Hochlande, das ja geringere Höhe besitzt und mehr bebaut ist. Dort, und auch schon in den Tälern des Erzgebirges, sind die Hochmoore vergesellschaftet mit dem Moortypus der tieferen Strecken, den Wiesenmooren. Diese umziehen mit dem Aussehen nasser und versumpfter Wiesen besonders die Teiche der Ebenen von Budweis, Wittingau und Neuhaus und bedecken an den Ufern der Flüsse die Landstrecken, welche sich im Niveau oder nur wenig über dem Niveau des Grundwassers befinden. Indem sie sich ausbreiten, verkleinern sie allmählich die Wasserfläche der Teiche. Reine Wiesenmoore von geringen Ausdehnungen sind auch über die flachen Landstrecken im Elbegebiete verstreut. Die großen Torflager mit den Mineralquellen im Franzensbader Becken, und zwar die „Soos" im Norden und das Franzensbader Moor im Westen und im Süden der Stadt, sind in den tieferen Teilen Wiesenmoorbildungen und in den obersten Lagen Hochmoore.

[1]) J. N. Woldřich. Übersicht der Wirbeltierfauna des „Böhmischen Massivs" während der anthropozoischen Epoche. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 393—528, daselbst auch weitere Literatur.

[2]) F. Sitenský. Über die Torfmoore Böhmens. Archiv d. naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. VI, Nr. 1, Prag, 1891, S. 1—124.

Die Torfmoore sind von verschiedenem Alter und können teilweise als Produkte einer jungen geologischen Vergangenheit betrachtet werden.

Durch Sauer wurden in einer Ziegelgrube bei Deuben südlich von Dresden, unter einer Decke von lößartigem Gehängelehm mit *Rhinoceros tichorhinus*, Ton- und Torfschichten mit Pflanzen- und Insektenresten entdeckt. Nach Nathorsts Untersuchungen ist es die Flora und Fauna einer arktischen Tundra. Zwergweiden, Riedgräser, Wollgräser, der Alpen-Knöterich *(Polygonum viviparum)* und einige Saxifragen mit bunten Blättern überzogen wie heute im hohen Norden den Boden. Bäume und höhere Sträucher fehlten. Das ganze Gebiet bis zu den Alpen war nach Nathorsts Meinung zur Zeit der größten Vereisung mit dieser Tundren-Vegetation bedeckt, der sich höchstens stellenweise einige Birken zugesellten.[1])

Viele böhmischen Torfmoore enthalten eine große Anzahl arktischer subarktischer Pflanzen; es kann angenommen werden, daß dieselben aus Zeiten eines allgemeinen kälteren Klimas erhalten geblieben sind. Spärliche Knochenfunde vom Riesenhirschen aus dem Moore von Mrklov bei Hohenelbe und aus der Soos, ferner vom Sumpfschwein ebenfalls aus der Soos, deuten auf spätdiluviales Alter einzelner Torflager; dazu gesellen sich noch an einzelnen Punkten ganz spärliche Funde prähistorischer und mittelalterlicher Kunstprodukte.

Die Sphagnum- und Hypnum-Pflänzchen, welche Generation auf Generation diese Moore aufbauen, führen uns so allmählich über die Grenze hinaus, mit welcher die geologische Untersuchungsmethode abgelöst wird von der historischen, das heißt: über jene Grenze, an welcher menschliche Spuren und Überlieferungen beginnen uns Nachrichten über die Vergangenheit zu geben. Jahrtausende schwerer Kulturarbeit haben das Bild der Oberfläche beeinflußt, aber das innere Gefüge, die geologische Zusammensetzung blieb völlig unverändert.

---

[1]) A. G. Nathorst. Die Entdeckung einer fossilen Glazialflora in Sachsen; Öfoersigt af Kongl. Vetenskap. Akad. Förhandlingar. 1894, Nr. 10, S. 519—543.


Tekton
BÖHMISC
Erfurt
BRESLAU
Oder
Strehlen
Reichenbach
Nimptsch
Oppeln
Frankenstein
Glatzer Neisse
Neisse
Ottmachau
Coburg
Neisse Senke
Fränkis
Ratibor
Bamberg
Troppau
Mhr. Schönbg.
Schildberg
Hohes Gesenke
Hultschin
Landeck
Kohlengebiet
Ostrau
Karwin
Niederes Gesenke
Culm
Olmütz
NÜRNBERG
Plateau von Drahan
Weisskirchen
Prerau
Becwa
Karpaten
Brünn
March
Nikolsburg
Donau
Alte Tiefengesteine
Gneiss, Granulit u.
Schiefer.
Bittescher Gneiss
u. Altvater Gebirg
Glimmerschiefer,
im nördlichen Böh
Hochlande u. bei
Archaeische Phyll
u. in den östlichen
Vorcambrische Sc
im Eisengebirge
u. Schiefer unbest
nördlichen Rand
10 0 10 20 30 40 50 Km

Bau und Bild Österreichs

von

Carl Diener, Rudolf Hoernes, Franz E. Suess und Victor Uhlig.

Mit einem Vorworte

von

Eduard Suess.

Mit 4 Titelbildern, 250 Textabbildungen, 5 Karten in Schwarzdruck und 3 Karten in Farbendruck.
Gr. 8°, XXVIII und 1110 Seiten. Preis geh. 65 M. = 78 *K.*

Als Sonderabdrücke aus diesem Werke sind erschienen:

Bau und Bild
der
Böhmischen Masse
von
Franz E. Suess.

Sonderabdruck aus „Bau und Bild Österreichs von Carl Diener, Rudolf Hoernes, Franz E. Suess und Victor Uhlig".

Mit 1 Titelbild, 56 Textabbildungen und 1 Karte in Farbendruck.

Gr. 8°, IV und 322 Seiten.
Preis geh. 20 M. = 24 *K.*

Bau und Bild
der
Karpaten
von
Victor Uhlig.

Sonderabdruck aus „Bau und Bild Österreichs von Carl Diener, Rudolf Hoernes, Franz E. Suess und Victor Uhlig".

Mit 1 Titelbild, 139 Textabbildungen und 1 Karte in Farbendruck.

Gr. 8°, IV und 262 Seiten.
Preis geh. 15 M. = 18 *K.*

Bau und Bild
der
Ostalpen und des Karstgebietes
von
Carl Diener.

Sonderabdruck aus „Bau und Bild Österreichs von Carl Diener, Rudolf Hoernes, Franz E. Suess und Victor Uhlig".

Mit 1 Titelbild, 28 Textabbildungen, 5 Karten in Schwarzdruck und 1 Karte in Farbendruck.

Gr. 8°, VI und 320 Seiten.
Preis geh. 20 M. = 24 *K.*

Bau und Bild
der
Ebenen Österreichs
von
Rudolf Hoernes.

Sonderabdruck aus „Bau und Bild Österreichs von Carl Diener, Rudolf Hoernes, Franz E. Suess und Victor Uhlig".

Mit 1 Titelbild und 27 Textabbildungen.

Gr. 8°, VI und 194 Seiten.
Preis geh. 10 M. = 12 *K.*

Druck von Rudolf M. Rohrer in Brünn.